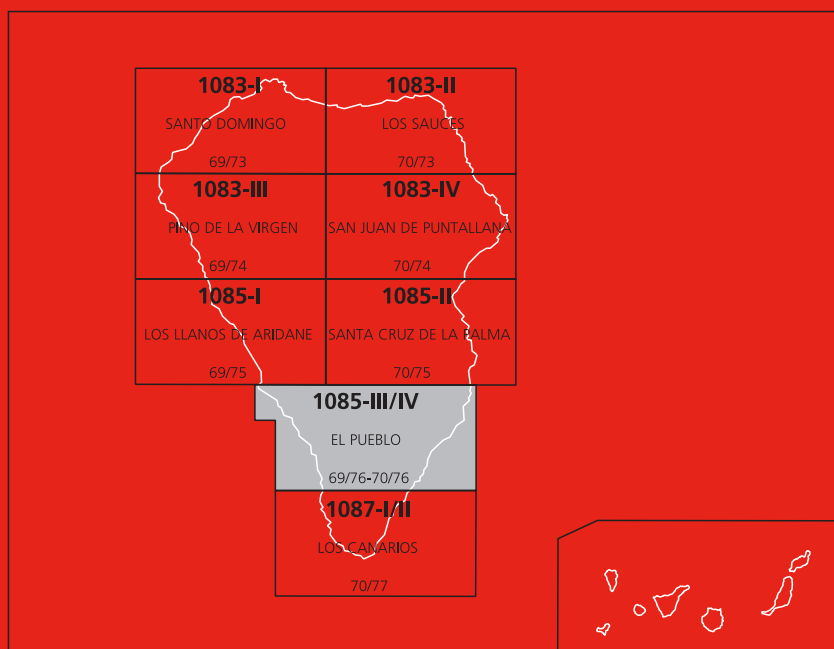




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 25.000

Segunda serie - Primera edición



ISLA DE LA PALMA

EL PUEBLO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A ESCALA 1:50.000

EL PUEBLO

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Rios Rosas, 23 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-15-0245
ISBN: 978-84-7840-976-1
Depósito legal: M-29472-2015

La Hoja geológica a escala 1/25.000 y geomorfológica a 1/50.000 de El Pueblo (1085 III-IV) y esta memoria han sido realizadas con normas, dirección y supervisión del IGME habiendo intervenido en su realización los siguientes técnicos:

DIRECCIÓN CIENTÍFICA:

Juan Carlos Carracedo, (CSIC)

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Juan Carlos Carracedo, (CSIC)

Eduardo R. Badiola, (CSIC) (Petrología y Geoquímica)

Hervé Guillou, (CFR, Francia) (Dataciones radiométricas)

REDACCIÓN DE LA MEMORIA

Juan Carlos Carracedo, (CSIC)

Eduardo Rodríguez Badiola, (CSIC)

Hervé Guillou, (CFR, Francia)

Con la colaboración de:

Francisco José Pérez Torrado, (ULPGC)

M^a del Carmen Cabrera Santana, (ULPGC)

Emilio La Moneda González, (ITGE)

Alex Hansen Machín, (ULPGC)

Juana Vegas, (UCM)

DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN DEL IGME

Lucas Amado Cueto.

EDICIÓN

G. Romero Canencia

L.F. Miguel Cabrero.

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

En la página web del IGME dentro del apartado de Cartografía Geológica: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologia/Magna50.aspx>, se puede consultar la información complementaria perteneciente a esta Hoja en formato pdf, que puede incluir:

- Fichas e informes de los estudios petrológicos de las muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, álbum fotográfico, plano de situación de muestras e informes complementarios.

Todas las preparaciones: Laminas transparentes, levigados, celdillas, muestras de mano, macrofauna, etc ... relacionados en la documentación de la presente hoja, están disponibles para su consulta en el Área de Geología, Geomorfología y Cartografía Geológica previa consulta con E. Calvo García e.calvo@igme.es

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS FISIOGRAFICOS	9
1.2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS	10
1.3. METODOLOGÍA	12
2. GEOCRONOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA	12
2.1. EDIFICIOS VOLCÁNICOS Y EPISODIOS SEDIMENTARIOS.....	12
2.1.1. Geocronología	14
2.1.1.1. Metodología.....	14
2.1.1.2. Antecedentes	15
2.1.1.3. Nuevas dataciones radiométricas.....	15
2.1.1.4. Magnetoestratigrafía	23
2.1.1.5. Estratigrafía geocronológica.....	23
2.2. EDIFICIO VOLCÁNICO CUMBRE VIEJA	26
2.2.1. Erupciones formando acantilado costero (17-20).....	31
2.2.1.1. Conos de piroclastos basálticos (17)	31
2.2.1.2. Conos y depósitos hidromagmáticos (18)	31
2.2.1.3. Domos y coladas de tefritas y fonolitas (19).....	32
2.2.1.4. Coladas de lavas basálticas (20).....	33
2.2.2. Erupciones formando plataforma costera	34
2.2.2.1. Grupo Mña. Cabrera-Mña. Faro (21, 22).....	34
2.2.2.2. Otras erupciones de plataforma indiferenciadas (23-25)	34
2.2.2.2.1. Conos de piroclastos basálticos (23).....	34
2.2.2.2.2. Conos y depósitos hidromagmáticos (24)	34
2.2.2.2.3. Coladas de lavas basálticas (25).....	36
2.2.2.3. Erupciones Recientes.	36
2.2.2.3.1. Grupo Birigoyo-La Barquita (28, 29).....	36
2.2.2.4. Erupciones prehistóricas (35-40).....	36
2.2.2.4.1. La Malforada-Nambroque (35-37).....	36
2.2.2.4.2. Volcán Martín - Montaña. Quemada (38,40).....	38

2.2.2.5. Erupciones históricas (41-51).....	39
2.2.2.5.1. Erupciones del Siglo XVI (41-43).....	41
2.2.2.5.2. Erupciones del Siglo XVII (44,45).....	42
2.2.2.5.3. Erupciones del Siglo XVIII (46-48).....	43
2.2.2.5.4. Erupciones del Siglo XX (49-51).....	44
2.3. FORMACIONES SEDIMENTARIAS.....	46
2.3.1. Sedimentos holocenos.....	46
2.3.1.1. Aluviales y fondos de barranco (53).....	46
2.3.1.2. Coluviones y depósitos de ladera (54).....	46
2.3.1.3. Depósitos de playa cementados ("beachrocks") (56).....	47
2.3.1.4. Playas de arenas y cantos (57).....	47
3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA.....	48
3.1. ALINEACIONES Y ENJAMBRES DE DIQUES.....	48
3.2. ALINEACIONES DE CENTROS DE EMISIÓN. DORSALES ("RIFTS").....	49
3.3. DESLIZAMIENTOS GRAVITATORIOS.....	52
3.3.1. Deslizamiento gravitatorio de Cumbre Nueva.....	53
3.4. FALLAS Y FRACTURAS RECIENTES.....	54
4. GEOMORFOLOGÍA.....	56
4.1. EDAD DE LAS FORMACIONES Y MORFOLOGÍA.....	56
4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE.....	56
4.3. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA, MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	57
5.- PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA.....	58
5.1. EDIFICIO VOLCÁNICO CUMBRE VIEJA: PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA.....	58
5.1.1. Erupciones formando acantilado costero: Petrología.....	58
5.1.1.1. Conos de piroclastos basálticos (17).....	58
5.1.1.2. Domos y coladas de tefritas y fonolíticas (19).....	59
5.1.1.3. Coladas de lavas basálticas (20).....	60
5.1.2. Erupciones formando acantilado costero: Geoquímica (19, 20).....	62

7.2.1. Características hidrogeológicas de los materiales	151
7.2.2. Unidades hidrogeológicas: acuíferos.....	152
7.2.3. Sistemas de captación de las aguas subterráneas	155
8. GEOTECNIA.....	156
8.1. ANÁLISIS DE PENDIENTES.....	156
8.2. RIESGOS GEOLÓGICOS.....	158
8.3. CARACTERÍSTICAS Y ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA.....	159
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS	162
10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	162
11.- BIBLIOGRAFÍA.....	167

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS FISIOGRAFICOS

La isla de La Palma ocupa el extremo noroeste del Archipiélago Canario (Fig.1.1). Esta isla junto con la de El Hierro son las de más reciente construcción del Archipiélago, siendo La Palma la que mantiene en épocas históricas un volcanismo más activo.

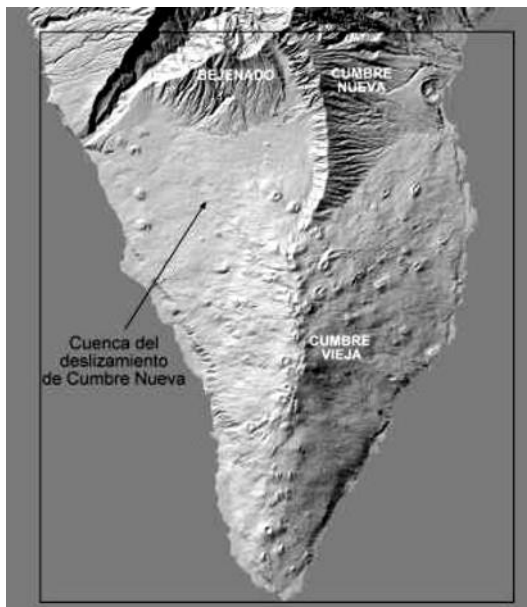


Fig. 1.1. Imagen en relieve sombreado de la zona sur de la isla de La Palma indicando los principales edificios volcánicos y estructuras geomorfológicas (imagen GRAFCAN).

La Palma, con una superficie de 706 Km² es la quinta isla en extensión del archipiélago. A pesar de su limitada superficie es, después de la isla de Tenerife, la que alcanza mayor altura (2.423 m). De construcción enteramente volcánica, a la superestructura emergida hay que añadirle unos 4000 m de edificio sumergido, por lo que la isla en conjunto alcanza 6500 m de altura sobre el fondo oceánico (Fig. 1.2). En la evolución de los edificios insulares se aprecia claramente cómo Tenerife, en las fases finales de la etapa en escudo, de máximo crecimiento, alcanza la mayor altura, mientras que La Palma y El Hierro, en los inicios de esta etapa, están aún menos desarrolladas. El resto de las islas, en el estadio post-erosivo, presentan edificios regresivos, fuertemente dismantelados y decrecidos (ver Fig. 1.2).

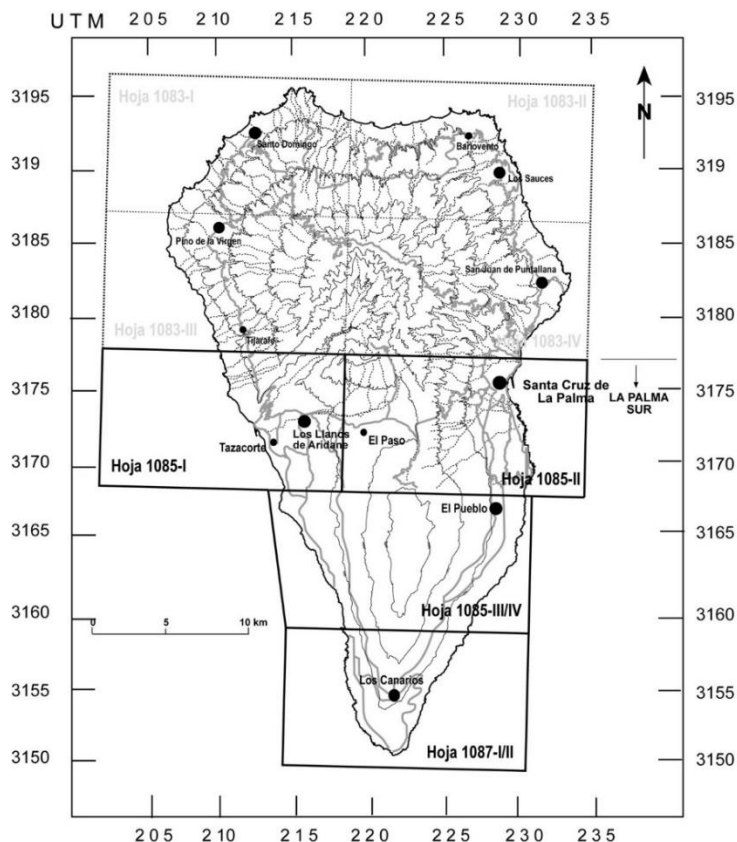


Fig. 1.2. Distribución de las Hojas geológicas 1/25.000 correspondientes al sector Sur de la isla de La Palma. La hoja de El Pueblo corresponde a los cuadrantes III y IV de la 1085.

Esta hoja aquí estudiada (El Pueblo) se sitúa en el sector sur de la isla incluyendo mayoritariamente una parte de la dorsal o rift de Cumbre Vieja (Figs. 1.1 y 1.2).

1.2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

Como se ha indicado en las memorias correspondientes al sector norte de la isla, el trabajo pionero de von Buch (1825) sobre la génesis de la Caldera de Taburiente despertó el interés de geólogos y volcanólogos por la geología de La Palma. Los trabajos subsiguientes centraron la atención fundamentalmente en esta estructura y en los afloramientos de rocas volcánicas submarinas y facies intrusivas asociadas. Estas formaciones, incluidas al principio como en una formación heterogénea denominada Complejo Basal (Bravo, 1960), fueron poste-

riormente redefinidas por Staudigel (1981) como un edificio submarino ("seamount") fuertemente intruido, basculado y levantado. Los trabajos realizados en este proyecto han permitido asignar las diversas formaciones que se incluían en el término amplio de Complejo Basal a sus posiciones estratigráficas correspondientes, bien asociándolas al edificio submarino, bien a la superestructura volcánica subaérea. Por ello, en este proyecto se ha prescindido del término Complejo Basal, por su carácter ambiguo y poca definición geológica, no obstante, es frecuente en la literatura y en descripciones de campo.

Aparte de los trabajos dedicados específicamente a la Caldera de Taburiente y a las formaciones submarinas, pocos estudios se publicaron sobre la isla de La Palma hasta la erupción de 1949. El escaso desarrollo económico, la dificultad de las comunicaciones (aspectos compartidos con las otras islas denominadas asimismo "menores": El Hierro y La Gomera) y el hecho de que en La Palma no había ocurrido actividad eruptiva en 237 años (la anterior erupción es la de 1712), explican la práctica ausencia de trabajos geológicos sobre la isla, aparte de los ya referidos.

Un interesante trabajo es el de Hausen (1969), pionero en el estudio petrológico de los domos sálicos y formaciones volcánicas del sur de la isla, con abundancia de análisis químicos de estas rocas.

A partir de 1949 merecen especial mención los trabajos dedicados al estudio de esta erupción, como los de: Romero Ortiz y colaboradores (1950), Bonelli Rubio (1950), Benítez Padilla (1951), Martel San Gil (1960), San Miguel de La Cámara y otros (1952), que la describen como testigos oculares. Otros trabajos más generales, abarcan las erupciones históricas de La Palma, como los de Santiago (1960) y Machado (1963). Este último es el primero en interpretar claramente la Caldera de Taburiente como una estructura de origen tectónico.

La erupción de 1971, la última ocurrida en Canarias, despertó mucho interés por la geología de la isla. En este periodo destacan los trabajos sobre esta erupción, a la que se dedica un número especial de Estudios Geológicos (1974), y el realizado sobre el volcanismo histórico de la isla (Hernández Pacheco y Valls, 1982), en el que se resuelve la confusión existente hasta la fecha sobre la ubicación de la erupción de 1585. Las extrusiones sálicas asociadas a las erupciones históricas son estudiadas por Hernández Pacheco y de La Nuez (1983), aunque la falta de datos geocronológicos lleva a los autores a la conclusión incorrecta de que todas las extrusiones sálicas son coetáneas, aspecto revisado totalmente en estudios posteriores (Carracedo y colaboradores, 1997; Guillou y colaboradores, 1998).

Al llegar la década de los 90 el conocimiento geológico de la isla de La Palma era aún muy deficiente, no existiendo mapas geológicos ni estudios modernos de la evolución y características geológicas de la isla. Los únicos datos geocronológicos disponibles consistían en las pocas dataciones radiométricas publicadas por Abdel Monem y colaboradores (1972). Es en esta década, pues, en la que se realizan los estudios geológicos, geocronológicos, estratigráficos, estructurales y petrológicos que han logrado que la geología de esta isla sea hoy una de las mejor conocidas de todo el archipiélago.

Este proyecto aporta, por primera vez, un mapa geológico completo de la isla, que se basa en los trabajos publicados y en los realizados específicamente en el marco del proyecto. En los siguientes capítulos de esta Memoria se hará amplia referencia a estos trabajos y se analizarán los datos aportados.

En 1997 se celebró un congreso internacional de volcanología en isla de La Palma (International Workshop on Volcanism & Volcanic Hazards in Immature Intraplate Oceanic Islands. La Palma, 15-18 Septiembre) en el que se presentaron numerosas comunicaciones, recogidas más tarde en un volumen especial (Elsworth, Carracedo and Day, editors, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 94, 1-4, 340 pgs.).

1.3. METODOLOGÍA

La Hoja de El Pueblo (1085-III/IV) se sitúa mayoritariamente sobre la dorsal o “rift” de Cumbre Vieja (Figs. 1.1 y 1.2).

Como se verá con detalle más adelante, la actividad volcánica en el periodo que abarcan las Hojas del sector sur de la isla ha sido muy continuada, aunque con un periodo de escasa o nula actividad entre la construcción de los edificios volcánicos Taburiente y Cumbre Vieja. Las lavas de ambos edificios son claramente diferenciables, pero dentro de ellos son muy homogéneas composicional y morfológicamente. En Cumbre Vieja apenas existen discordancias o diferencias generalizadas que permitan la separación y definición de unidades volcanoestratigráficas cartografiables. Este hecho, por otra parte típico de islas en periodo juvenil de desarrollo, se ha tratado de subsanar dando especial relevancia a la geocronología. Las principales unidades volcanoestratigráficas se definieron mediante el empleo combinado de la cartografía geológica, las dataciones radiométricas (K/Ar y Ar/Ar) y los cambios en el nivel del mar en las últimas glaciaciones. Este conjunto de técnicas permitió la definición de unidades volcanoestratigráficas de carácter general en el edificio volcánico, que han servido de base para la elaboración de las Hojas geológicas del Plan MAGNA.

Las características petrológicas y geoquímicas de las lavas han sido determinadas mediante estudios sobre muestras en lámina delgada, y mediante análisis químicos de elementos mayores, trazas y tierras raras (REE). Los elementos mayoritarios y componentes complementarios se han determinado en el Laboratorio de Geoquímica del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid (CSIC) mediante Espectrometría de Absorción Atómica, y por Fluorescencia de Rayos-X en el Centro de Instrumentación Científica de Granada, donde asimismo se han efectuado las determinaciones de elementos traza y Tierras Raras en la Unidad de ICP-Masas que dispone este mismo Centro de La Universidad de Granada. Las rocas sedimentarias se han analizado mediante difracción de Rayos X (DRX). Asimismo, se ha analizado la información publicada y la proporcionada por diversos autores y organismos, utilizándose tanto en la cartografía geológica como en la redacción de esta Memoria.

Se ha efectuado una leyenda única para todo el sector sur de la isla, pero sólo se describen las unidades aflorantes en la hoja. Además, para facilitar la correlación de las unidades geológicas entre el sector norte y sur, se indica entre paréntesis el número identificativo de esa unidad, que corresponde al sector norte.

2. GEOCRONOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA

2.1. EDIFICIOS VOLCÁNICOS Y EPISODIOS SEDIMENTARIOS

Como ya se indicó en la memorias correspondientes al sector norte (LPN), esta isla, al igual que las demás del Archipiélago Canario y las oceánicas en general, tiene como característica fundamental de su historia geológica la existencia de dos etapas claramente definidas: el *edificio submarino* y el *edificio subaéreo*. La estructura subaérea de La Palma, construida de

forma prácticamente continua desde el inicio del Cuaternario, tiene dos edificios volcánicos principales: 1) el Escudo Volcánico del Norte de La Palma (en adelante EVN), que está a su vez formado por varios edificios volcánicos superpuestos, y 2) la prolongación de la actividad eruptiva hacia el sur de la isla, al parecer completamente desconectada de la etapa anterior, y que conforma el “rift” o dorsal de Cumbre Vieja.

De forma más detallada, las etapas finales de construcción del EVN comportan la configuración de varios “rifts”, el más meridional, el “*rift*” de *Cumbre Nueva*, concentrando posiblemente buena parte de la actividad eruptiva de los estadios finales de actividad de este escudo volcánico. El excesivo crecimiento de este aparato volcánico provocó un deslizamiento gravitatorio hace unos 0.56 Ma, proceso en el que se genera una amplia cuenca sobre la que se edifica el *edificio volcánico Bejenado*, que no es sino la continuación post-colapso de la actividad volcánica del mencionado “rift” de Cumbre Nueva. Después de un periodo de quiescencia se reanuda la actividad eruptiva hacia el sur del escudo volcánico, que queda al parecer definitivamente inactivo. En esta última etapa se forma el “*rift*” de *Cumbre Vieja*, que continúa intensamente activo, con seis erupciones en el periodo histórico (últimos 500 años), las dos últimas en este siglo (1949 y 1971).

En las Hojas que corresponden al sector sur de La Palma aparecen fundamentalmente estos tres edificios volcánicos consecutivos: 1) Cumbre Nueva, 2) Bejenado y 3) Cumbre Vieja (Fig. 2.1). No obstante, en concreto en esta Hoja de El Pueblo, sólo está representado el edificio volcánico de Cumbre Vieja.



Fig. 2.1. Vista desde el borde de la Caldera de Taburiente. Se aprecia claramente que el sur de La Palma está formado por tres edificios volcánicos en progresión constante hacia el sur: Taburiente, Bejenado y Cumbre Vieja (Foto J.C. Carracedo).

La presencia de materiales sedimentarios es relativamente escasa en La Palma, más aún en esta parte meridional, de formación más reciente. El deslizamiento gigante de Cumbre Nueva da lugar a la formación de la Caldera de Taburiente y la cuenca de Aridane; su posterior relleno con los productos de la actividad del Bejenado trastoca de forma drástica el

drenaje, formándose potentes depósitos epiclásticos, destacando los depósitos de abanico deltaico de El Time y los de abanico lacustre de Cumbre Nueva (Vegas y colaboradores, 1999). Son relativamente abundantes los desplomes ("rockfalls"), depósitos de avalancha y de ladera, tanto en los cantiles costeros como en las paredes de la Caldera de Taburiente y los cauces de los barrancos profundos. Presentan un desarrollo espectacular los depósitos de ladera de El Time, del arco de Cumbre Nueva y los del cantil costero del flanco oeste de Cumbre Vieja, entre El Remo y Punta Blanco. Son, en cambio, escasos los rellenos aluviales, que sólo alcanzan un volumen apreciable en el Barranco de Las Angustias y en el de El Riachuelo, en este último caso por taponamiento del antiguo barranco por conos y coladas del Edificio Bejenado y Cumbre Vieja.

Las playas son siempre de reducida extensión y formadas por arenas y cantos basálticos. Algunas presentan indicios de cementación, con la formación de "beachrocks". Materiales sedimentarios asociados al deslizamiento de Cumbre Nueva pueden observarse en el interior de la Caldera de Taburiente y en sondeos, túneles y galerías, como se describirá más adelante.

2.1.1. Geocronología

2.1.1.1. Metodología

La datación absoluta (radiométrica) de las formaciones volcánicas ha sido esencial para la reconstrucción de la historia volcánica de La Palma. Como se ha indicado, la circunstancia de que esta isla esté en la fase más juvenil y de crecimiento más rápido hace que la actividad volcánica sea muy continuada y homogénea en composición, morfología de las lavas, etc. Sin grandes diferencias en edad, ni interrupciones, ni discordancias importantes (aparte de las tectónicas) y sin diferencias petrológicas y morfológicas apreciables, la definición de las unidades volcanoestratigráficas tiene que apoyarse fundamentalmente en la geocronología.

En la parte meridional de la isla esta circunstancia es aún más acusada, ya que las formaciones volcánicas que ocupan la mayor parte de esta Hoja, correspondiente a la vertiente sur de La Palma, están todas incluidas en la época de polaridad normal Brunhes, por lo que no es aplicable la magnetoestratigrafía con inversiones geomagnéticas, que tan buenos resultados ha aportado en el sector norte de La Palma. Por ello, en la elaboración de los mapas geológicos del Plan MAGNA del Sur de La Palma se ha dedicado especial atención a las dataciones radiométricas. La escasez de restos susceptibles de datarse por C^{14} (debido a la alta temperatura de emisión de las lavas) ha obligado al empleo mayoritario de K/Ar y Ar^{40}/Ar^{39} . En el caso del edificio volcánico Cumbre Vieja, las lavas son excesivamente recientes para el empleo de estos métodos sin cuidados especiales. Por ello, se ha recurrido a un sistema de datación muy restrictivo, realizado en colaboración con el Dr. Hervé Guillou, del Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CEA-CNRS, Francia). Las dataciones realizadas para este proyecto se han efectuado en lo posible en secuencias estratigráficas y en secciones volcánicas. Los controles analíticos han consistido en utilizar dos métodos de datación (K/Ar y Ar^{40}/Ar^{39}) diferentes y dos laboratorios distintos: las determinaciones de K/Ar fueron realizadas por el Dr. Hervé Guillou (CEA-CNRS, Francia) sobre la fracción microcristalina y siguiendo el método desarrollado por Cassinot y colaboradores (1978). Las determinaciones isotópicas Ar^{40}/Ar^{39} , con calentamiento escalonado, fueron realizadas por el Dr. Robert Duncan, del Laboratorio del College of Oceanography (Oregon State University,

U.S.A.). Las determinaciones de K/Ar se hicieron por duplicado. Por último, el número de nuevas dataciones duplica el de todas las publicadas anteriormente.

2.1.1.2. Antecedentes

Abdel Monem y colaboradores (1972) datan diversas coladas de las formaciones subaéreas en la pared de El Time y el domo fonolítico del Roque Teneguía. En el primer caso obtienen edades de 1.57 y 1.02 Ma y polaridad negativa, edades excesivamente antiguas, que corresponderían a lo que se ha definido como Taburiente Inferior en el sector norte de La Palma (Secciones 2.1.1 y 2.4.1).

Staudigel y colaboradores (1986) datan las diversas familias de diques de la zona de El Time, encontrando edades de 0.73 y 0.63 Ma, compatibles con las edades de las lavas intruidas, como se discute en los mencionados apartados del sector norte de La Palma. Igual ocurre con las edades de los diques del arco de Cumbre Nueva, comprendidas entre 0.8 y 0.53 Ma.

Ancochea y colaboradores (1994) aportan 15 nuevas dataciones K/Ar de las formaciones incluidas en las Hojas del Sur de La Palma. Sin embargo, hay que destacar que la precisión de algunas dataciones podría ser discutible, como se analizará más adelante.

2.1.1.3. Nuevas dataciones radiométricas

Las últimas dataciones radiométricas (K/Ar, $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ y C^{14}) del volcanismo de La Palma han sido realizadas en este proyecto para la elaboración del mapa geológico MAGNA de la isla. En la Tabla 2.1 y la Fig. 2.2 se indica la localización y características de 33 nuevas dataciones correspondientes a las Hojas del Sur de La Palma. Estas dataciones han sido ya publicadas (Guillou et al, 1998, 2001; Carracedo y colaboradores, 1999a).

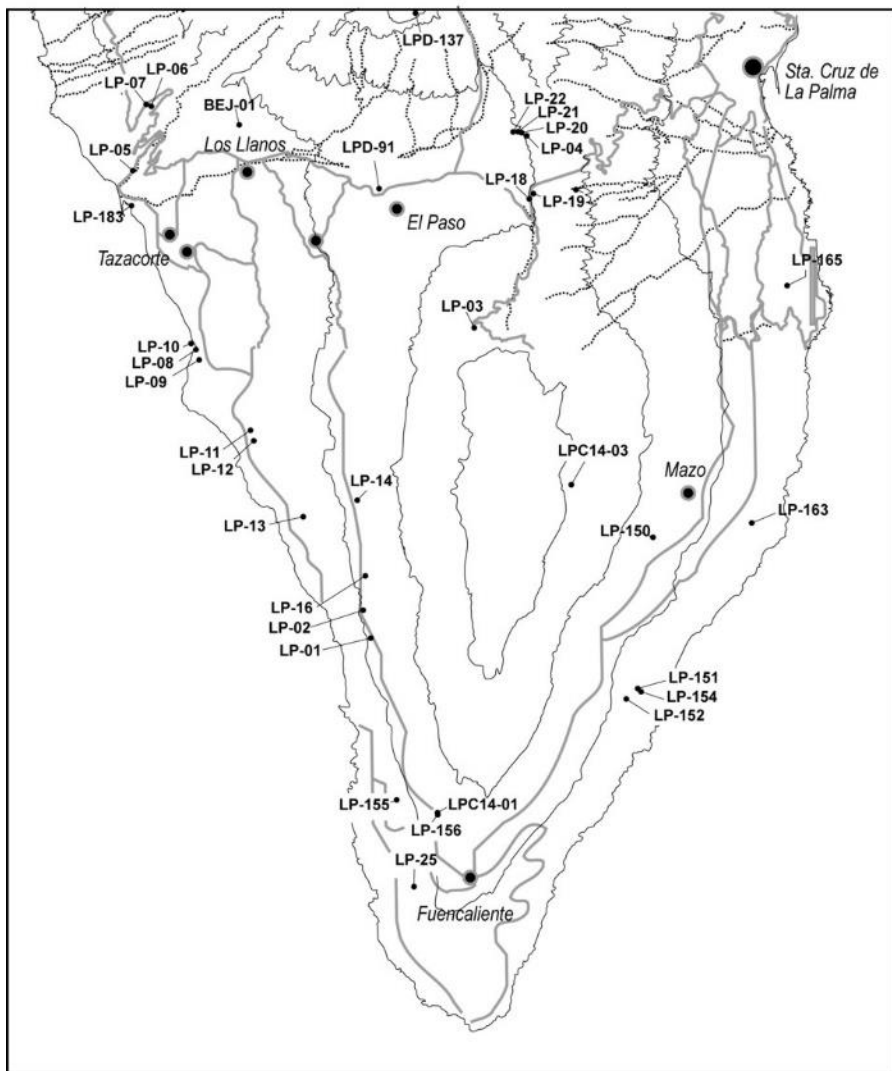


Fig. 2.2. Mapa de localización de las edades radiométricas del sector Sur de La Palma obtenidas en este proyecto.

Tabla 2.1. Localización, tipo de roca y polaridad geomagnética de las muestras datadas correspondientes a las hojas del Sur de La Palma. Edificios volcánicos Taburiente, (Taburiente Inferior; Superior y Cumbre Nueva), Bejenado y Cumbre Vieja.

Muestra	Localidad	Tipo de roca	UTM	Pdad	Método	Edad Ka
Edificio volcánico Taburiente (El Time)						
LP-07	El Time, 465 m	Basalto	2127/31747	N	K/Ar	734 ± 8
LP 06	Bco.Las Angustias, 445 m	Basalto	2127/31776	R	K/Ar	833 ± 11
LP-18	Ctra. Los Llanos-Sta. Cruz, Km 18,5	Basalto	2232/31721	R	K/Ar	834 ± 12
Edificio volcánico Taburiente (Cumbre Nueva)						
LP-04	Camino Ermita de La Peña, 1.400 m	Basalto	2238/31744	N	K/Ar	566 ± 8
LP-20	Camino Ermita La Peña, 1.370 m	Basalto	2236/31746	N	K/Ar	621 ± 9
LP-21	Camino Ermita La Peña, 1.310 m	Basalto	2234/31745	N	K/Ar	647 ± 10
LP-22	Camino Ermita La Peña, 1.247 m	Basalto	2233/31745	N	K/Ar	659 ± 11
LP-19	Ctra. Los Llanos-Sta. Cruz, Km 18,3	Basalto	2233/31722	N	K/Ar	770 ± 11
Edificio volcánico Bejenado						
LPD-137	Cima del Bejenado Volcano, 1580 m	Tefrita	2206/31773	N	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	490 ± 60
BEJ-01	Lava del Bejenado, sondeo S-01, 73 m	Basalto	2168/31738	N	K/Ar	537 ± 8
BEJ-01B	Lava del Bejenado, sondeo S-01, 73 m	Basalto	2168/31738	N	K/Ar	549 ± 12
LPD-91	Lava de Mña. de La Yedra	Tefrita	2197/31735	N	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	590 ± 40
LPD-91B	Lava de Mña. de La Yedra	Tefrita	2197/31735	N	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	580 ± 30
Edificio volcánico Cumbre Vieja						
CV 155	Las Indias. Lava V. La Fajana	Tefrita	2197/31561	N	K/Ar	3 ± 2
CV 156	C-832 Km25.5. Lava V. Fuego (E)	Tefri-fo	2234/31569	N	K/Ar	4 ± 2
LP 03	Birigoyo, flanco norte	Tefrita	2216/31678	N	K/Ar	6 ± 2
LP 09	Acantilado Playa Nueva	Basalto	2164/31678	N	K/Ar	8 ± 2
CV 165	Carret. Aerop. Km 1.2	Basalto	2301/31718	N	K/Ar	8 ± 1
LP 02	C-832 Km. 39 Km. 35.5	Tefri-fo	2194/31613	N	K/Ar	15 ± 2
LP 01	C-832 Km. 39 Km. 34	Tefri-fo	2196/31596	N	K/Ar	18 ± 2
CV 163	Las Salineras	Basanita	2297/31635	N	K/Ar	21 ± 2
CV 152	Cantil Puerto Tegalate (80 m)	Tefrita	2262/31586	N	K/Ar	20 ± 2
CV 150	Tiguerorte. Bco. La Lava	Tefrita	2274/31629	N	K/Ar	25 ± 2
CV 151	Cantil Puerto Tegalate	Tefri-fo	2265/31590	N	K/Ar	27 ± 1
CV 154	La Fajana. Lava V. Fuego (oeste)	Tefrita	2209/31555	N	K/Ar	36 ± 1
LP 13	Acantilado Puerto Naos	Basalto	2172/31636	N	K/Ar	90 ± 3
LP 11	Acantilado Puerto Naos	Basalto	2157/31661	N	K/Ar	95 ± 4
LP 08	Acantilado Playa Nueva	Basalto	2164/31679	N	K/Ar	100 ± 4
LP 183	Acantilado Puerto Tazacorte	Basalto	2124/31723	N	K/Ar	120 ± 3
LP 12	Acantilado Puerto Naos	Basalto	2158/31658	N	K/Ar	121 ± 2
LP 10	Base cantil Playa Nueva	Basalto	2161/31683	N	K/Ar	123 ± 3
LP 16	Domo-colada Mendo	Traqui-fo	2195/31622	N	K/Ar	26 ± 1
LP 14	C-832 Km. 39. Domo Dña. María	Fonolita	2187/31642	N	K/Ar	34 ± 1
LP 25	Roque Teneguía	Fonolita	2203/31537	N	K/Ar	56 ± 2

En las Tablas 2.2, 2.3 y 2.4 se indican los resultados de las edades K/Ar, $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ y C^{14} . Finalmente, en la Tabla 2.5 se contrastan algunas de las nuevas dataciones radiométricas con las publicadas de similar localización. Las discrepancias que se observan, a veces hasta de un orden de magnitud (Fig. 2.3 y Tabla 2.5), se deben fundamentalmente a la selección de las muestras y a la distinta precisión de los métodos empleados. La mayoría de las dataciones publicadas tienen las siguientes características: 1) se han efectuado en lavas dispersas y no en secuencias estratigráficas; 2) no se han realizado duplicados; y 3) se ha utilizado un sólo método y laboratorio de datación. En consecuencia, no existen controles estratigráficos, paleomagnéticos ni analíticos que garanticen inequívocamente su fiabilidad.

Tabla 2.2. Edades K-Ar de las hojas correspondientes al Sur de La Palma (edificios volcánicos Taburiente, Bejenado y Cumbre Vieja. El cálculo de las edades se basa en las constantes de desintegración de Steiger and Jäger (1977): $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda_\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$. Las edades de los minerales standard usados para calibración son: LP-6 = 127.8 Ma, HD-B1 = 24.03 Ma y GL-O = 93.6 Ma. P: Polaridad; N: polaridad normal; R: polaridad inversa; LI: polaridad transicional (baja Inclinaación). (*)Edades publicadas en Guillou et al. (1998). (X): Muestra obtenida en el sondeo S-01 a 73 m, reanalizada (BEJ-01B).

Muestra	Pol	K* (wt.%)	Peso fundido (g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (10^{-13} moles/g)	Edad ($\pm 2 \sigma$) (ka)	Edad (ka)
LP 18 ^(*)	R	1.145 \pm 0.015	1.40799	5.469	16.601	836 \pm 18	
LP 18 ^(*)	R	" "	2.01214	9.102	16.512	831 \pm 17	834 \pm 12
LP 06 ^(*)	R	0.646 \pm 0.007	2.15766	9.534	9.534	836 \pm 13	
LP 06 ^(*)	R	" "	2.06669	7.910	9.300	830 \pm 14	833 \pm 11
LP 19 ^(*)	N	0.995 \pm 0.010	1.97215	12.952	13.256	768 \pm 16	
LP 19 ^(*)	N	" "	1.56314	11.785	13.313	771 \pm 16	770 \pm 11
LP 07 ^(*)	N	1.229 \pm 0.012	1.40685	8.157	15.741	738 \pm 12	
LP 07 ^(*)	N	" "	1.49644	7.887	15.546	729 \pm 12	734 \pm 8
LP 22 ^(*)	N	0.993 \pm 0.010	1.62264	14.900	11.390	661 \pm 18	
LP 22 ^(*)	N	" "	1.61124	10.885	11.302	656 \pm 14	659 \pm 11
LP 21 ^(*)	N	1.106 \pm 0.011	2.02535	10.523	12.362	644 \pm 13	
LP 21 ^(*)	N	" "	2.09719	16.021	12.463	650 \pm 13	647 \pm 10
LP 20 ^(*)	N	1.184 \pm 0.018	1.47948	15.009	12.690	618 \pm 13	
LP 20 ^(*)	N	" "	2.15434	10.102	12.793	623 \pm 13	621 \pm 9
CI TB-07	N	2.130 \pm 0.021	0.99426	7.441	20.865	565 \pm 12	
CI TB-07	N	" "	1.86180	13.953	20.998	569 \pm 12	567 \pm 8
LP 04 ^(*)	N	1.724 \pm 0.017	1.54466	9.822	16.734	560 \pm 12	
LP 04 ^(*)	N	" "	1.54528	17.904	17.081	571 \pm 12	566 \pm 8
BEJ-01 ^(X)	N	1.295 \pm 0.013	1.50301	1.818	12.039	536 \pm 11	
BEJ-01 ^(X)	N	" "	1.48303	12.754	12.095	538 \pm 11	537 \pm 8
LP 10	N	1.818 \pm 0.018	1.00011	2.518	39.007	124 \pm 5	
LP 10	N	" "	1.78743	3.050	38.174	121 \pm 3	123 \pm 3
LP 12	N	1.429 \pm 0.014	1.51209	3.465	30.302	122 \pm 5	
LP 12	N	" "	2.03054	4.891	29.458	119 \pm 4	121 \pm 2
LP 183	N	1.549 \pm 0.015	1.65870	3.375	0.330	123 \pm 4	
LP 183	N	" "	1.47375	2.955	0.313	116 \pm 4	120 \pm 3
LP 08	N	0.980 \pm 0.010	1.32116	1.068	17.170	101 \pm 6	

Tabla 2.2. (Cont.) Edades K-Ar de las hojas correspondientes al Sur de La Palma (edificios volcánicos Taburiente, Bejenado y Cumbre Vieja. El cálculo de las edades se basa en las constantes de desintegración de Steiger and Jäger (1977): $\lambda\epsilon = 0.581 \times 10^{-10}$ yr⁻¹, $\lambda\beta = 4.963 \times 10^{-10}$ yr⁻¹. Las edades de los minerales standard usados para calibración son: LP-6 = 127.8 Ma, HD-B1 = 24.03 Ma y GL-O = 93.6 Ma. P: Polaridad; N: polaridad normal; R: polaridad inversa; LI: polaridad transicional (baja Inclinação). (*)Edades publicadas en Guillou et al. (1998). (X): Muestra obtenida en el sondeo S-01 a 73 m, reanalizada (BEJ-01B).

Muestra	Pol	K* (wt. %)	Peso fundido (g)	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar* (10 ⁻¹³ moles/g)	Edad (±2 σ) (ka)	Edad (ka)
LP 08	N	" "	1.43004	0.853	16.718	98 ± 5	100 ± 4
LP 11	N	1.229 ± 0.012	1.20034	1.344	21.695	96 ± 5	
LP 11	N	" "	1.51573	1.191	21.062	93 ± 6	95 ± 4
LP 13	N	2.047 ± 0.025	1.50650	2.293	31.767	89 ± 3	
LP 13	N	" "	1.60577	1.909	31.833	90 ± 4	90 ± 3
LP 25	N	3.942 ± 0.039	1.51820	2.228	35.707	52 ± 2	
LP 25	N	" "	1.51604	2.131	40.277	59 ± 3	56 ± 2
CV 154	N	2.043 ± 0.020	1.67806	1.152	12.390	35 ± 2	
CV 154	N	" "	2.53187	1.301	12.809	36 ± 2	36 ± 1
LP 14	N	3.784 ± 0.038	1.49928	3.947	21.392	33 ± 1	
LP 14	N	" "	2.00000	4.749	22.886	35 ± 1	34 ± 1
CV 151	N	1.748 ± 0.018	2.10935	1.496	8.786	29 ± 2	
CV 151	N	" "	2.52652	1.155	7.712	25 ± 2	27 ± 1
LP 16	N	3.610 ± 0.036	1.43966	1.390	14.998	24 ± 2	
LP 16	N	" "	1.56225	1.210	17.450	28 ± 1	26 ± 1
CV 150	N	1.622 ± 0.016	1.80586	0.872	7.413	26 ± 3	
CV 150	N	" "	3.05076	0.732	6.812	24 ± 3	25 ± 2
CV 163	N	1.616 ± 0.016	2.00551	0.323	5.020	18 ± 2	
CV 163	N	" "	1.91373	0.716	6.506	23 ± 2	21 ± 2
CV 152	N	1.802 ± 0.018	1.62279	0.294	5.710	18 ± 3	
	N	" "	1.64861	0.433	6.592	21 ± 2	20 ± 2
LP 01	N	2.049 ± 0.021	1.00864	0.350	6.192	17 ± 3	
LP 01	N	" "	1.48020	0.518	6.332	18 ± 2	18 ± 2
LP 02	N	1.768 ± 0.018	2.00100	0.354	4.629	15 ± 2	
LP 02	N	" "	1.91625	0.501	4.755	16 ± 3	15 ± 2
CV 165	N	1.700 ± 0.017	2.57097	0.319	2.868	10 ± 2	
CV 165	N	" "	2.47123	0.330	1.975	7 ± 2	8 ± 1
LP 09	N	1.455 ± 0.015	1.50742	0.178	2.114	8 ± 3	
LP 09	N	" "	1.68434	0.148	2.005	8 ± 3	8 ± 2
LP 03	N	2.224 ± 0.022	1.64000	0.232	2.839	7 ± 2	
LP 03	N	" "	1.71793	0.114	1.503	4 ± 3	6 ± 2
CV 156	N	2.159 ± 0.020	2.29637	0.168	1.981	5 ± 3	
CV 156	N	" "	2.54961	0.153	1.234	3 ± 2	4 ± 2
CV 155	N	2.071 ± 0.021	1.49603	0.104	1.305	4 ± 3	
CV 155	N	" "	2.51686	0.123	1.110	3 ± 2	3 ± 2

Tabla 2.3. Dataciones ^{40}Ar - ^{39}Ar del edificio volcánico Bejenado.

Muestra	Polaridad	Edad (fusión total) (Ma)	Edad "plateau" (Ma)	^{39}Ar %	^{40}Ar radiogénico %	J
LPD-137	N	0.49 ± 0.06		100.0	1.1	0.001317
LPD-91	N	0.59 ± 0.04		100.0	8.9	0.001474

Roca total. Edades relativas a la biotita FCT-3 (28.04 ± 0.12 Ma), calibrada con la hornblenda Mmhb-1 (523.5 Ma, Renne et al., 1994).

Constantes de desintegración e interferencia del reactor: $\lambda\varepsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$,

$\lambda\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$;

$(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000264$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000673$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.01$. J

es el factor de "neutron fluence" determinado a partir del monitor $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analizado.

P: Polaridad N: polaridad normal; R: polaridad inversa.

Tabla 2.4.- Edades C^{14} de lavas del edificio volcánico Cumbre Vieja.

Muestra	Localidad	Material	UTM	Edad (en años)
LPC 14-01 ⁽¹⁾	La Fajana	Restos de tronco de árbol en colada		3200 ± 100
LPC 14-03 ⁽²⁾	Frente de coladas del Nambroque (Sureste)	Restos de carbón vegetal bajo la colada.		1040 ± 95

⁽¹⁾ Datada en el Laboratoire des Sciences du Climat et de L'Environnement, CEA-CNRS.

⁽²⁾ Datada por Geochron Laboratories (Krueger Enterps.) Massachusetts, USA. Edades basadas en la edad media de Libby para el C^{14} (5570 yr). Edades referidas al año A.D. 1950.

La observación de la Tabla 2.5 pone de manifiesto que estas discrepancias son menos significativas en las formaciones más antiguas, correspondientes al edificio volcánico Taburiente y Cumbre Nueva (que como se ha indicado en las memorias correspondientes al sector norte, constituyen el mismo edificio volcánico). Las diferencias se van haciendo más acusadas al disminuir la edad de las formaciones, siendo muy importantes en el Edificio Bejenado y, más aún, en Cumbre Vieja. Destaca asimismo la diferencia en la edad obtenida por los diversos autores para el Roque Teneguía.

Como conclusión, no se han considerado estas edades en este proyecto, ya que las de las formaciones más antiguas no modifican las realizadas en este proyecto y las de las más recientes son problemáticas. Una circunstancia similar se ha dado en el caso de El Hierro, en que sólo se han utilizado las de Guillou y colaboradores (1996) y las que se realizaron específicamente para el proyecto MAGNA.

Tabla 2.5. Comparación entre las edades obtenidas por distintos autores.

	Abdel Monem et al., 1972	Staudigel et al., 1972 (*)	Ancochea et al., 1994	Este proyecto (Guillou et al., 1998; Carracedo et al., 1999)
Cumbre Vieja				
Roque Teneguía	600			56
Acantilado del SE				
Base			240	36
Acantilado del SO				
Techo			190	15
Base			380	90
Bejenado				
Techo			650	490
Base			710	549 (590*)
Cumbre Nueva				
Techo		530	690	566
Base		800	810	834
El Time (Taburiente inferior y superior				
Techo		630	730	734
Base	1.570	730	940	833

* Una colada de la Mña. de la Yedra, cono periférico intercalado en las lavas del Bejenado, dió una edad $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de 590 ± 40 Ka (fusión total) y 580 ± 30 Ka (calentamiento escalonado).

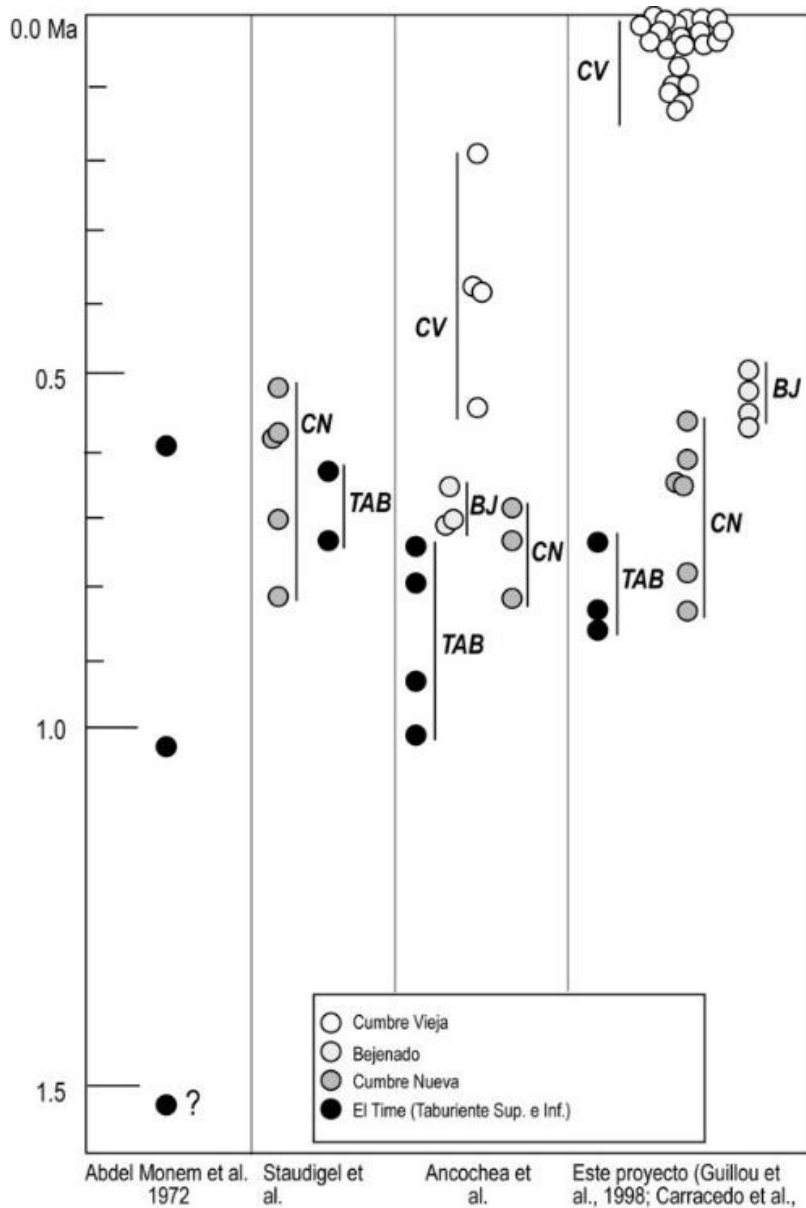


Fig. 2.3. Comparación de las edades radiométricas obtenidas en este proyecto para el Sur de La Palma con las anteriormente publicadas.

Al prescindir de las edades anteriores se da mayor consistencia a la geocronología del sur de La Palma. Se evita la ambigüedad sobre la posición estratigráfica de los edificios Bejenado y Cumbre Nueva existente en el trabajo de Ancochea y otros (1994), donde ambos edificios volcánicos se solapan. La actividad eruptiva en este edificio volcánico, es considerablemente más reducida y reciente.

2.1.1.4. Magnetoestratigrafía

Esta técnica ha sido ampliamente utilizada en el Edificio Taburiente, aflorante en el sector norte de la isla de La Palma, donde se analizan sus posibilidades en la definición de la estratigrafía volcánica. En el sector centro-sur de la isla sólo tienen aplicación en la separación de las unidades definidas como Taburiente Superior e Inferior, que coincide a grandes rasgos con el límite Matuyama/Brunhes (0.78 Ma). Este límite aflora en la base del arco de Cumbre Nueva y en la pared de El Time, correspondientes a las Hojas 1085-I y 1085-II. En esta última aflora, asimismo, el evento Jaramillo (0.98-1.05 Ma) en la base del arco de Cumbre Nueva, lo que aumenta considerablemente la precisión en la datación de esta formación. En esta hoja aquí estudiada no aparecen representados estos materiales.

2.1.1.5. Estratigrafía geocronológica

En la Tabla 2.6 se indican los edificios volcánicos definidos para todo el sector sur de La Palma y la correlación con las unidades estratigráficas de otros autores. Como se deduce de esta Tabla, las unidades volcanoestratigráficas y los edificios volcánicos definidos para las formaciones que abarcan las Hojas geológicas de esta zona sur de la isla son, (como ya se ha indicado y por orden decreciente de antigüedad): 1) Edificio Volcánico Submarino; 2) Edificio Volcánico Garafía; 3) Edificio Volcánico Taburiente; 4) Edificio Volcánico Bejenado; y 5) Edificio Volcánico Cumbre Vieja (Fig. 2.4). Los cuatro primeros han sido descritos en detalle en las hojas del sector central y norte que es donde afloran mayoritariamente. En esta hoja, se dedica mayor atención al edificio volcánico de Cumbre Vieja, así como a las relaciones del primero con las etapas finales de desarrollo de la isla.

Respecto al Edificio volcánico Bejenado, se consideró inicialmente como una parte del Edificio Taburiente, separado de éste por el Bco. de Las Angustias. Su disposición, contribuye a este equívoco. Tanto Ancochea y colaboradores (1994) como Navarro y Coello (1994) ya habían observado, por criterios geológicos y geomorfológicos, que el Bejenado correspondía a una fase de construcción posterior a la formación de la cuenca del Valle de Aridane, aunque en el trabajo de Ancochea y colaboradores se presentan de forma ambigua las relaciones estratigráficas entre el Bejenado y Taburiente (Cumbre Nueva), principalmente a causa de la insuficiente precisión de las dataciones radiométricas que obtienen, como se ha mencionado anteriormente.

Tabla 2.6. Unidades estratigráficas definidas por este proyecto y correlación con las publicadas por otros autores

COELLO, 1987	ANCOCHEA Y OTROS, 1994	NAVARRO Y COELLO, 1994	CARRACEDO et al., 1999 GUILLOU y otros, 2001	PLAN MAGNA DE LA PALMA
Series Recientes	Serie de Cumbre Vieja	Dorsal Sur		Edificio Volcánico Cumbre Vieja
		Edificio Bejenado	Edificio Volcánico Bejenado	Superior
Serie Antigua 4	Serie de Cumbre Nueva Macizo del Bejenado	Discordancia tectónica (deslizamiento gravitatorio)	Discordancia tectónica (deslizamiento gravitatorio)	Edificio Volcánico Taburiente
Serie Antigua 3	Serie de Cumbre Nueva	Superior		
Serie Antigua 2	Serie Antigua Superior	Edificio Taburiente II		Inferior
	Discordancia tectónica (deslizamiento gravitatorio)	Inferior	Discordancia tectónica (deslizamiento gravitatorio)	
Serie Antigua 1	Serie Antigua Inferior	Edificio Taburiente I	Edificio Volcánico Garafia	
	Complejo Basal			
Incluyen unidades estratigráficas posteriores al basculamiento de las formaciones submarinas, que corresponden a actividad eruptiva más reciente.			Discordancia angular (levantamiento y basculamiento del basamento submarino)	Edificio Volcánico Submarino
Las formaciones posteriores al basculamiento de las formaciones submarinas se asignan a las unidades volcanoestratigráficas correspondientes				

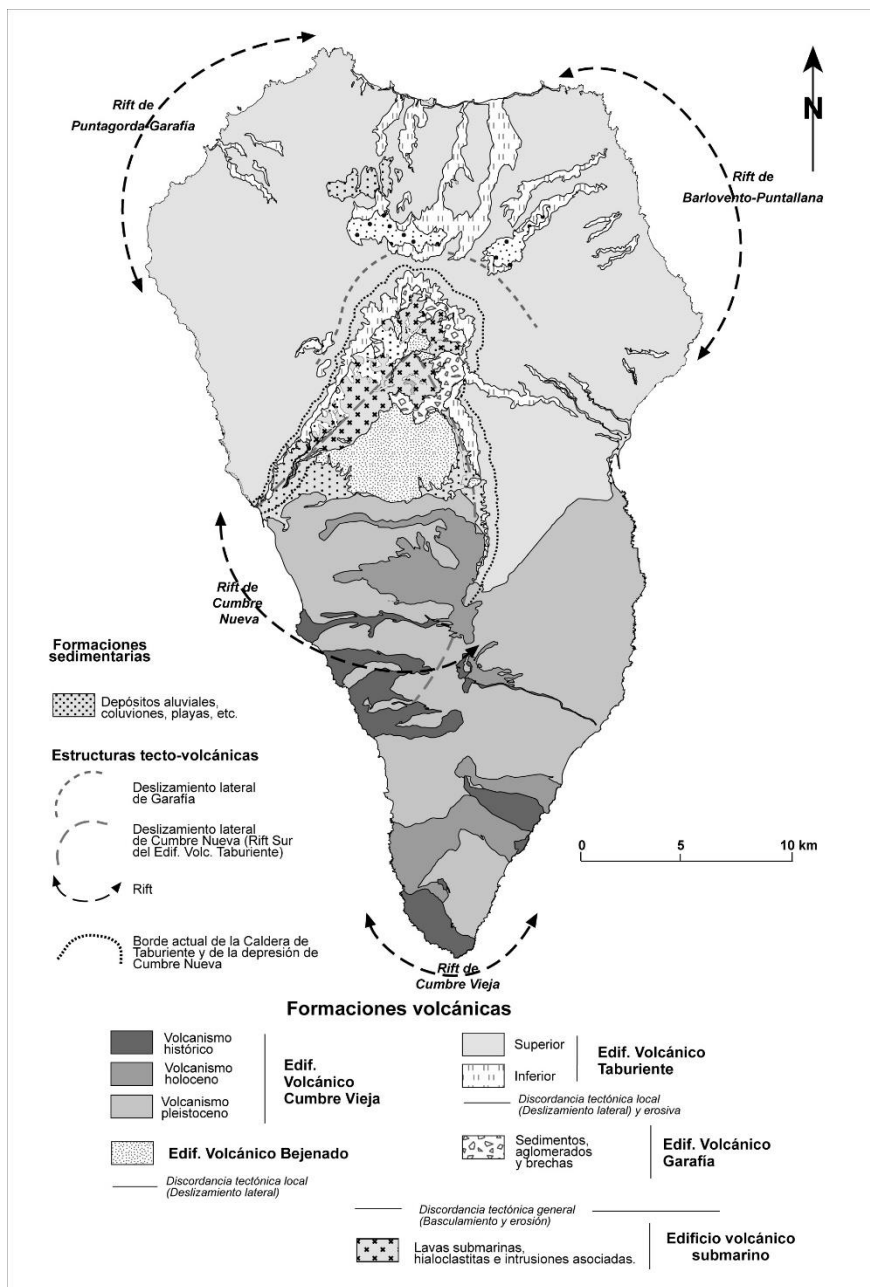


Fig. 2.4. Mapa geológico simplificado de La Palma .

Las edades obtenidas en este proyecto despejan esa ambigüedad (ver Figs. 2.2 y 2.3), indicando claramente la sucesión de procesos: 1) Formación del “rift” de Cumbre Nueva, como uno de los “rifts” de la etapa final de construcción del edificio volcánico Taburiente; 2) Deslizamiento de Cumbre Nueva y creación de la cuenca del Valle de Aridane; 3) Construcción del edificio volcánico Bejenado. Estas edades inducen, asimismo, a revisar la idea publicada anteriormente de considerar al Bejenado como correspondiente a una actividad volcánica posterior a la interrupción del volcanismo en él (Carracedo y colaboradores, 1999 a, b). Esas edades ponen de manifiesto que el Bejenado es consecuencia de la continuación de la actividad eruptiva del “rift” de Cumbre Nueva (y por ello del edificio volcánico Taburiente del que forma parte) inmediatamente después del colapso de aquél. De hecho, aún persiste actividad residual en diversas zonas de él durante las fases finales de actividad del edificio Bejenado. En consecuencia, la separación del edificio volcánico Bejenado como una unidad estratigráfica independiente se hace por la existencia de una clara isocrona, definida por el proceso tectónico del deslizamiento de Cumbre Nueva, lo que hace que ambos estén separados por una clara discordancia.

La duración de la construcción del Edificio volcánico Bejenado queda limitada a un máximo de 56 ka. En efecto, el comienzo es al menos posterior a 566 ka, edad obtenida para el techo de Cumbre Nueva. El final del Bejenado debe corresponderse con la edad de 490 ka, de las lavas terminales diferenciadas de la cumbre del edificio. Todas las edades radiométricas obtenidas para este edificio volcánico son, dentro de los límites de error, coherentes con este periodo. Se han definido varias unidades en el edificio volcánico Bejenado: 1) *Aglomerados basales y depósitos de avalancha*, 2) *Estratovolcán principal*, 3) *Conos laterales y periféricos basálticos*, y 4) *Conos laterales y lavas terminales de magmas diferenciados*.

En cuanto al edificio volcánico Cumbre Vieja no ha sido posible definir el comienzo de su construcción, ya que no afloran los productos de las emisiones iniciales. La edad más antigua obtenida es de 123 ± 3 ka, aunque es muy posible que haya materiales más antiguos. Los conos volcánicos que aparecen bordeando el edificio Bejenado por el sur y que han sido asociados a Cumbre Vieja, corresponden en buena parte al primero. En efecto, algunos de ellos están debajo de las lavas del Bejenado, aparecen muy erosionados y alterados y se encuentran completa o parcialmente enterrados por los depósitos de ladera del arco de Cumbre Nueva.

Dentro del edificio volcánico Cumbre Vieja y a pesar de la continuidad del volcanismo y la homogeneidad de las formaciones, se han podido definir varias unidades, principalmente por la utilización de los cambios del nivel del mar en la última glaciación. Se han separado así: 1) *Erupciones formando acantilado*, anteriores a la última glaciación (unos 20 ka), y 2) *Erupciones formando plataformas costeras*, posteriores a la última glaciación. Dentro de estas últimas se han definido: a) *Erupciones de plataforma indiferenciadas*, cuya edad y posición estratigráfica no permiten mayor precisión, b) *Erupciones recientes*, aquellas que han podido asignarse al Holoceno, c) *Erupciones prehistóricas*, y d) *Erupciones históricas* (< 500 años).

2.2. EDIFICIO VOLCÁNICO CUMBRE VIEJA

Desde hace al menos 123 ka la actividad eruptiva se ha producido exclusivamente en el sur de La Palma, concretamente en el edificio volcánico Cumbre Vieja.

La actividad de esta última fase ha construido un edificio volcánico alargado en dirección N-S, generando una dorsal de 220 km² de extensión emergida y unos 125 km³. La cresta de la dorsal alcanza los 1950 m de altura (Fig. 2.5), con flancos de pendientes

muy acusadas. La cumbre del edificio está formada por una alineación de centros eruptivos en forma de fisuras y conos volcánicos, formando un característico "rift". Aunque no todos los centros y fisuras eruptivas están en el eje del "rift", sí concentra éste la mayoría de los centros de emisión, con las coladas discurriendo por los flancos y alcanzando la costa la mayoría de las veces. La actividad eruptiva continúa en el extremo sur de la dorsal con una prolongación de volcanes submarinos.

Las lavas de este edificio volcánico son predominantemente de la serie alcalina (basaltos alcalinos, basanitas, traquibasaltos, tefritas y fonolitas). Los mecanismos eruptivos son fundamentalmente estrombolianos, aunque abundan los centros mixtos (freatoestrombolianos), tanto en el litoral como en la cumbre de la dorsal. Existen numerosos domos fonolíticos distribuidos en la cresta y flancos del edificio volcánico.



Fig. 2.5. Vista de la dorsal de Cumbre Vieja desde el sur (Foto cedida por S. Socorro).

La extrema homogeneidad de la mayoría de las lavas, tanto en composición como en aspecto y conservación, y la ausencia de discordancias generalizadas hacen muy difícil la separación de unidades volcanoestratigráficas en este edificio volcánico. Por ello se ha puesto un cuidado especial en la datación radiométrica (K/Ar y C^{14}) de las lavas de Cumbre Vieja, para lo que se ha utilizado un sistema de muestreo muy restrictivo y una técnica de datación que ha probado su utilidad en lavas de hasta unos pocos miles de años (Guillou y colaboradores, 1996, 1998, 2001). En total se han obtenido 22 nuevas dataciones radiométricas, como se indica en las Figs. 2.2 y 2.3 y las Tablas 2.1, 2.2 y 2.4.

Las edades anteriormente publicadas para este edificio volcánico, relativamente muy reciente, carecen de la precisión necesaria, dando errores incluso muy superiores a su periodo total de construcción. Por ello sólo se han utilizado las dataciones realizadas en este proyecto (publicadas en Guillou y colaboradores, 1998 y Carracedo y colaboradores, 1999 a) para la definición de las unidades volcano-estratigráficas de Cumbre Vieja. Los flancos de Cumbre Vieja, especialmente el occidental, han experimentado

una importante erosión marina, dando lugar a acantilados costeros que alcanzan considerable altura en algunas zonas. Por otra parte, son frecuentes las erupciones cuyas coladas discurren en cascada por estos acantilados, formando plataformas costeras. La correlación de las edades radiométricas obtenidas con las plataformas costeras y los acantilados indica que estas unidades tienen significado cronoestratigráfico: las lavas formando acantilado presentan sistemáticamente una edad superior a unos 20 ka, mientras que las de plataforma son siempre más recientes. Esta edad de 20 ka es pues una isocrona que coincide con el pico de la última glaciación (Fig. 2.6). Las lavas emitidas antes y durante el máximo glacial se erosionarían formando cantiles costeros, mientras que las emitidas posteriormente fosilizan los cantiles, formando cascadas y plataformas lávicas costeras (Fig. 2.7).

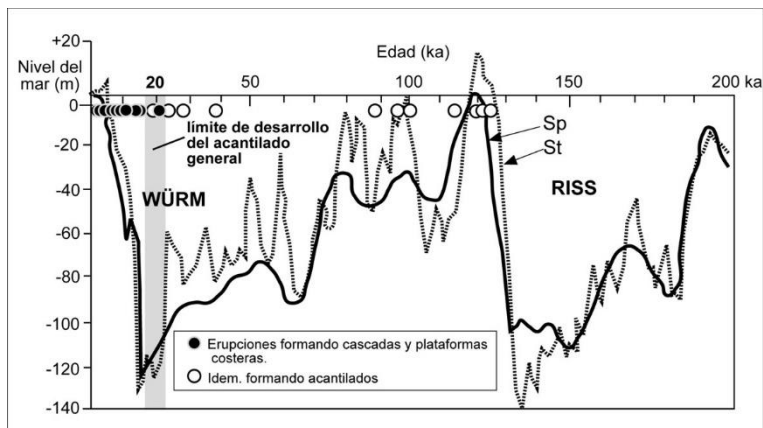


Fig. 2.6. Correlación de las edades radiométricas obtenidas de las plataformas costeras y los acantilados de Cumbre Vieja.

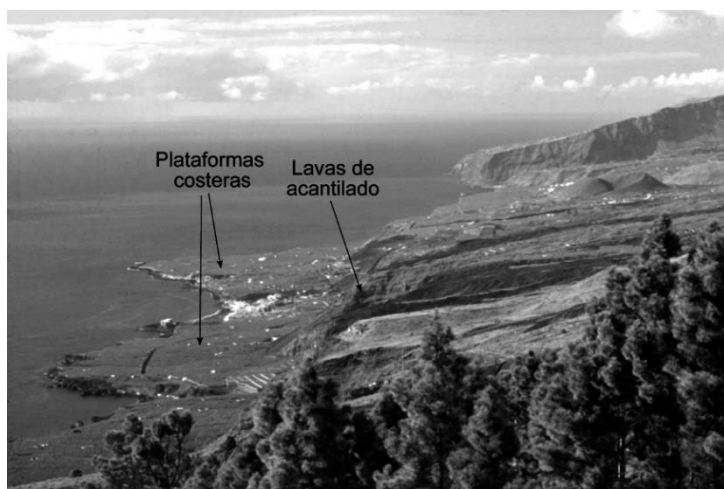
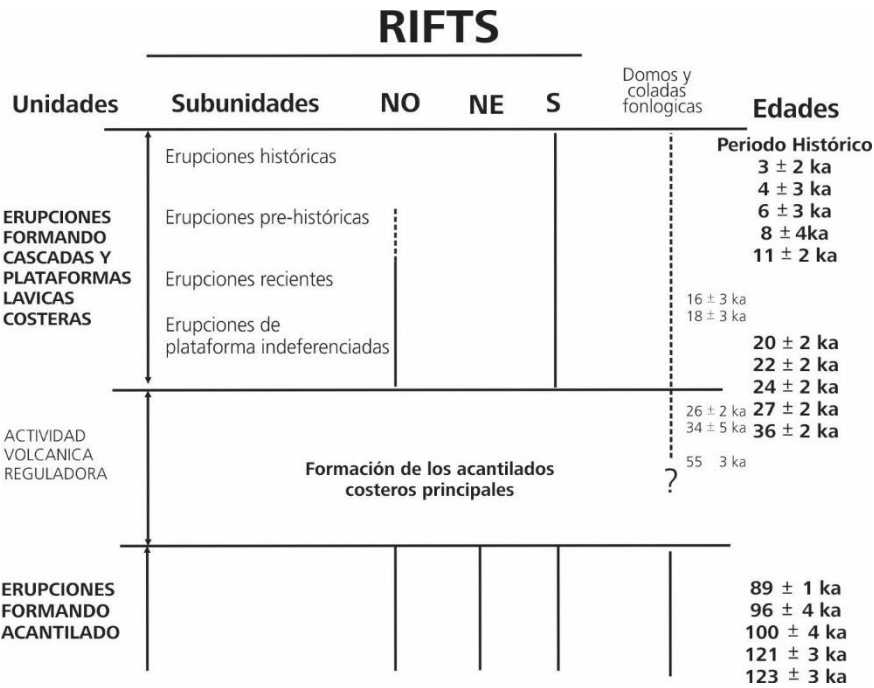


Fig. 2.7. Coladas recientes e históricas formando cascadas y plataformas lávicas costeras en el flanco occidental de Cumbre Vieja (Foto J.C. Carracedo).

Estos datos y criterios geocronológicos han permitido definir en Cumbre Vieja las unidades volcanoestratigráficas y los periodos de actividad eruptiva que se indican en las Tablas 2.6 y 2.7 y en la Fig. 2.8.

Tabla 2.7. Fases de actividad en el edificio volcánico Cumbre Vieja deducidas de los datos geocronológicos y definición de las unidades estratigráficas.



2.2.1. Erupciones formando acantilado costero (17-20)

Como se observa en el mapa de la Fig. 2.8, los materiales volcánicos de esta unidad afloran principalmente en la zona noroccidental y el flanco oriental de Cumbre Vieja. En el resto del edificio volcánico están recubiertos por erupciones más recientes.

2.2.1.1. Conos de piroclastos basálticos (17)

Los centros eruptivos correspondientes a esta unidad se distribuyen por todo el edificio volcánico, aunque en su mayoría están recubiertos por emisiones más recientes. A grandes rasgos configuran un "rift" múltiple poco definido, con una rama que incluye los grupos de volcanes del extremo NO de Cumbre Vieja y los existentes en el Valle de Aridane. Un segundo grupo forma un "rift" (asimismo poco definido) al NE de Cumbre Vieja. Por último, un tercer grupo constituye el "rift" principal, un agrupamiento más cerrado de centros de emisión en la cumbre del edificio volcánico, con dirección N-S.

Todos estos volcanes son de naturaleza basáltica y erupciones fundamentalmente estrombolianas. Abundan los xenolitos y/o acumulados máficos y ultramáficos, algunos de gran tamaño.

2.2.1.2. Conos y depósitos hidromagmáticos (18)

Dentro de las erupciones formando acantilados costeros aparecen algunos centros freatoestrombolianos, claramente identificables por su mayor anchura de cráter y por estar formados por materiales hialoclastíticos, a veces muy compactados. Estos aparatos volcánicos aparecen siempre en o cerca del litoral, intercalados en las lavas que forman los cantiles.

Los más importantes son el cono de tobas de Puerto Naos, en el acantilado del oeste, y los de Mña. Vento y el Roque de Guerra, al este. Este último forma un interesante complejo de conos con vistosas hialoclastitas amarillas, localizado junto a la central eólica de Manchas Blancas. Se trata de una alineación de al menos tres centros en parte freatomagmáticos, en parte estrombolianos, que se adentra en el mar, el último de ellos formando apenas un roque fácilmente reconocible por su color amarillo (Fig. 2. 16).

Estos aparatos son asimismo basálticos y su separación como una subunidad se hace únicamente por los mecanismos eruptivos de interacción agua-magma. Son relativamente frecuentes en Cumbre Vieja, incluso en el periodo histórico.

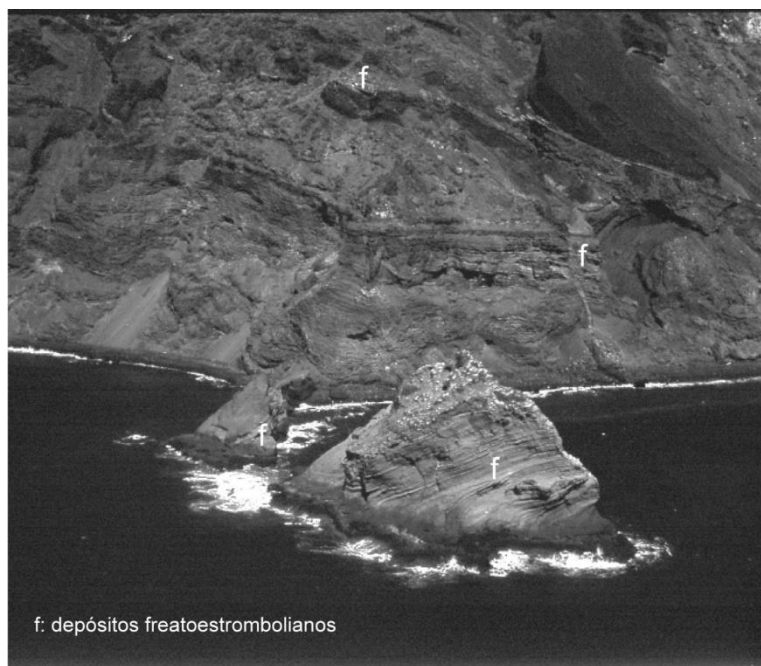


Fig. 2.9. Los centros de emisión basálticos con fases freatoestrombolianas abundan en el litoral de la dorsal de Cumbre Vieja, intercalados en las lavas de los cantiles costeros. Fotografía de un cono parcialmente freatomagmático en el acantilado costero del este de Cumbre Vieja, Roques de Niares (Foto J.C. Carracedo).

2.2.1.3. Domos y coladas de tefritas y fonolitas (19)

Domos y domo-coladas fonolíticos son relativamente abundantes en Cumbre Vieja (Fig. 2.10), no sólo en esta unidad más antigua, sino en toda la historia volcánica del edificio (ver Fig. 2.8). La edad de los domos fonolíticos va desde los 56 ka del Roque Teneguía a los 26 ka de Mendo, aunque los hay bastante más antiguos, como Mña. Enrique, que no ha podido datarse por la extrema alteración de la roca.

La composición de estos domos ha sido estudiada por Hausen (1969) y con gran detalle por Hernández Pacheco y de la Nuez (1983). Son de composición tefrítica y fonolítica. Aunque estos últimos autores interpretaron estas intrusiones como una unidad de sustrato de Cumbre Vieja, esta idea parece equivocada, ya que son intrusiones que ocurren de forma aislada y separada en el tiempo durante toda la construcción de Cumbre Vieja (ver Fig. 2.8). Tampoco son, como apuntan estos autores, del Pleistoceno Medio, sino mucho más recientes (Tabla 2.2 y Fig. 2.8). Lo que sí parece indicar esta abundancia de intrusiones sálicas es, como se comentó en el Bejenado, la rápida evolución de los magmas de Cumbre Vieja, paralela a su igualmente rápida construcción.



Fig.2.10.- Vistas de la cumbre del domo fonolítico de Jedey, ejemplo de los abundantes domos de lavas diferenciadas que intruyen la dorsal de Cumbre Vieja a diferentes edades, constituyendo una vía preferente para la ubicación de las erupciones históricas (Foto J.C. Carracedo).

Existe una frecuente asociación entre estos domos sálicos y erupciones basálticas recientes e históricas. Este hecho puede estar relacionado con la mayor facilidad de acceso del magma a la superficie a través de estas estructuras, muy fracturadas.

2.2.1.4. Coladas de lavas basálticas (20)

En esta hoja, (1085-III-IV), las lavas proceden de centros de emisión situados en el extremo norte del "rift" de Cumbre Vieja, y una alineación de conos en el Valle de Aridane.

Las lavas de esta unidad forman un suave plano inclinado y, en la costa, un acantilado que no alcanza los 100 m. Son lavas basálticas, algunas con una gran cantidad de xenolitos máficos de gran tamaño, especialmente espectaculares en las que forman la base del cantil del Puerto de Tazacorte.

Más al sur del flanco occidental de Cumbre Vieja, las lavas de esta unidad forman un acantilado que supera los 100 m allí donde no están protegidas de la erosión marina por plataformas lávicas recientes. En esta zona los centros de emisión están en la cumbre de la Dorsal. El acantilado occidental va disminuyendo en altura hacia el extremo sur de la isla, correlativamente con la disminución progresiva de la edad de las lavas (ver Fig. 2.8).

Las coladas del flanco oriental del edificio volcánico, entre las que abundan las de tipo "pahoe-hoe" en la zona de Monte de Luna y el acantilado costero de Tegalate, proceden de centros eruptivos ya más recientes, entre 40 y 20 ka, situados en la cumbre. El acantilado costero puede seguirse fácilmente hasta el extremo norte del edificio volcánico por la ruptura de pendiente, aunque está en su mayor parte fosilizado por lavas

de las erupciones más recientes, asomando sólo en ventanas a lo largo de la costa (ver Figs. 1.1 y 2.8).

2.2.2. Erupciones formando plataforma costera

Como ya se ha indicado, se incluyen en esta unidad todas las erupciones de edad inferior a unos 20 ka. Dentro de ella se han separado varias subunidades o, incluso, grupos de volcanes, cuando su composición o características lo han permitido.

2.2.2.1. Grupo Mña. Cabrera-Mña. Faro (21, 22)

Esta espectacular pareja de centros eruptivos queda situada en la cumbre del edificio volcánico, dentro de esta Hoja (1085-III/IV). Su edad (15 y 18 ka respectivamente) los hace coincidir con el máximo descenso del nivel del mar en la última glaciación. Esto se refleja en la casi total ausencia de plataforma costera, dando la impresión que las lavas penetran en ángulo en el mar, con una posible plataforma a más baja cota, que quedaría sumergida al subir el nivel del mar en el periodo post-glaciación.

Las lavas son tefritas y tefritas fonolíticas. Se trata de coladas potentes y profusión de bolas de acreción de gran tamaño. Por su composición y morfología, este grupo es peculiar en Cumbre Vieja, donde predominan las coladas basálticas con morfología "aa" o "pahoe-hoe".

2.2.2.2. Otras erupciones de plataforma indiferenciadas (23-25)

En muchas ocasiones ha sido imposible asignar determinados centros de emisión y sus coladas a una subunidad concreta entre las que corresponden a las erupciones que forman cascadas o plataformas lávicas, por no tener clara la posición estratigráfica dentro de esta unidad o carecer de características específicas que permitieran su separación. En estos casos se incluyen en una unidad que se ha denominado "erupciones de plataforma indiferenciadas".

2.2.2.2.1. Conos de piroclastos basálticos (23)

Son centros eruptivos formando una alineación cada vez más concentrada en el eje N-S de Cumbre Vieja, aunque aún se forman algunas alineaciones de dirección NE-SO en el flanco NE del edificio volcánico. Esta reorganización del volcanismo en Cumbre Vieja, con una progresiva concentración de los centros de emisión en un "rift" cada vez más definido, es una característica del volcanismo de las islas volcánicas oceánicas en general y, específicamente, de las Canarias (Carracedo, 1994, 1999), posiblemente relacionada con la creciente anisotropía del "rift" por la continuada inyección de diques.

2.2.2.2.2. Conos y depósitos hidromagmáticos (24)

En esta unidad sólo se ha incluido el aparato freatoestromboliano de Mña. Goteras (Fig. 2.18), localizado en la costa este de la hoja. Este aparato volcánico ha sido estudiado en detalle por de La Nuez y Quesada (1999). Únicamente hay que precisar que este aparato volcánico es bastante más reciente que la Mña. de La Cucaracha, sobre la que se apoya, que corresponde claramente a las erupciones de acantilado.

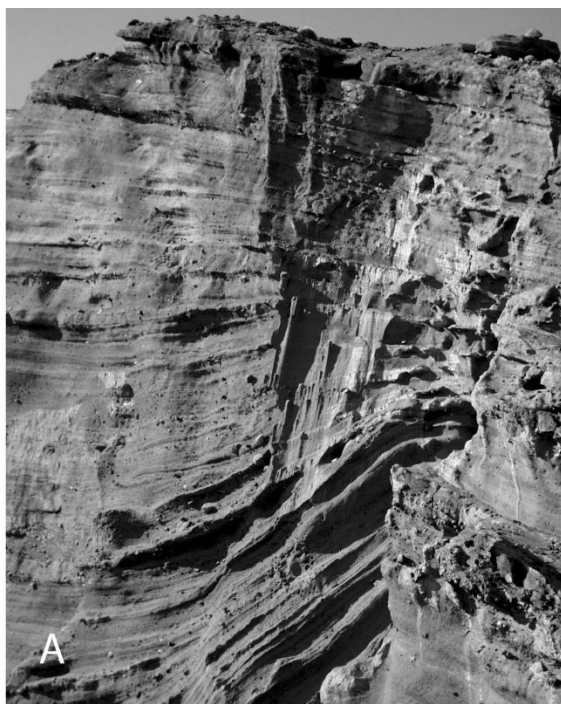


Fig. 2.11. Vista en detalle y panorámica, de la estructura del cono freatomagmático de Mña. Goteras (Foto J. C. Carracedo).

2.2.2.2.3. Coladas de lavas basálticas (25)

Forman principalmente el flanco NE y O de Cumbre Vieja y la zona al este de Fuenca-liente. Como puede observarse en el mapa de la Fig. 2.8, las coladas de esta unidad discurren hacia el mar generalmente desde centros de emisión en la zona de cumbres, formando amplias plataformas costeras.

Son de composición basáltica. En fotografía aérea pueden definirse (con frecuencia) los bordes de colada y los abundantes canales lávicos.

2.2.2.3. Erupciones Recientes.

Las erupciones recientes son aquellas que pueden ser asignadas al Holoceno, y en esta hoja sólo afloran y, de modo marginal, las emisiones del Grupo Birigoyo-La Barquita

2.2.2.3.1. Grupo Birigoyo-La Barquita (28, 29)

Forman una pareja de volcanes datados en 6 ± 2 ka, situados en el extremo norte del "rift" de Cumbre Vieja, al norte de la hoja. Sus coladas se dirigen hacia el norte, aflorando mayoritariamente en las hojas de Santa Cruz de La Palma y Los Llanos de Ari-dane, quedan remansadas hacia el este por el escarpe del arco de Cumbre Nueva, ocupando buena parte del valle. Los dos edificios presentan cráteres bien conservados abiertos en herradura hacia el norte y NNO. El área cubierta por la dispersión de los piroclastos es bastante considerable, tapizando a algún edificio anterior. Así, al sur de Mñª de la Barquita se observa un pequeño edificio de la unidad nº 17, casi totalmente cubierto. Al NO de Birigoyo queda sepultado el Edificio "El Gallo" de la unidad nº 23. Desde la base de estos edificios parten sendas coladas hacia el oeste que apenas pre-sentan un kilómetro de recorrido.

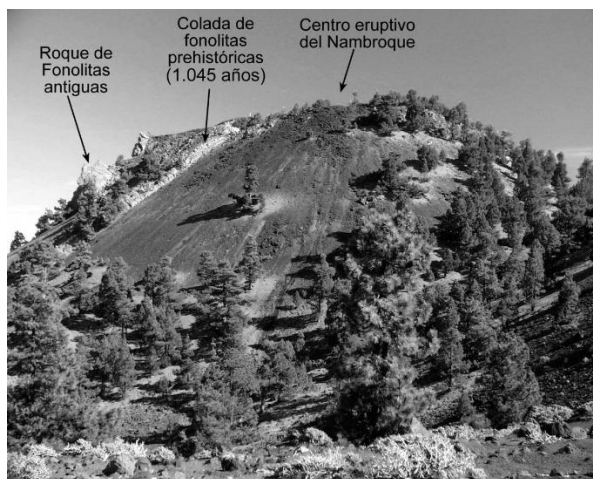
Las lavas, tefritas y tefritas fonolíticas, forman potentes coladas con lóbulos muy mar-cados. La diferenciación de las lavas y su viscosidad, además de la menor pendiente y posiblemente menor tasa eruptiva, hacen de estas erupciones uno de los pocos ejem-plos de lavas que no alcanzan el mar entre las de Cumbre Vieja.

2.2.2.4. Erupciones prehistóricas (35-40)

Se incluyen aquí erupciones que, consideradas inicialmente como históricas, se han evidenciado como anteriores, con la excepción del San Antonio, mucho más antiguo. Se incluye asimismo la de la Malforada-Nambroque, por su aparente asociación con la población aborígen.

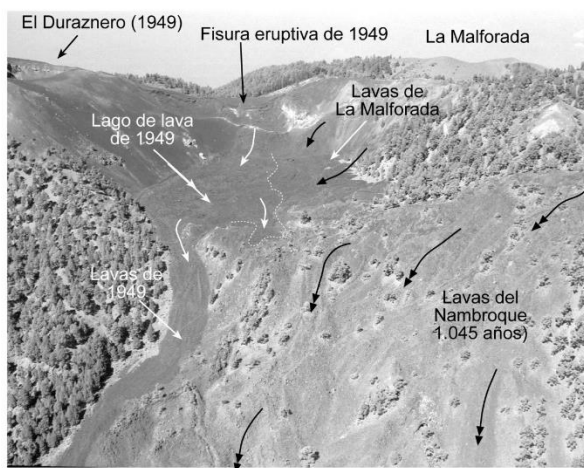
2.2.2.4.1. La Malforada-Nambroque (35-37)

Forma un conjunto de conos y bocas eruptivas situadas en la cumbre de la dorsal sobre un domo-colada sálico muy extenso y fracturado (Fig. 2.12, y 2.13), conducto prefe-rente para la emisión a la superficie de los productos que forman tanto estos centros eruptivos como los de la erupción de 1949 (Duraznero y Hoyo Negro).



A

Fig. 2.12 Vista del Nambroque, erupción prehistórica (1045 años) localizada en un domo fonolítico antiguo.



B

Fig.2.13.- Centros eruptivos del grupo Malforada-Nambroque. A la izquierda de la fotografía se ve El Duraznero y las coladas de 1949 (Fotos J. C. Carracedo). Los centros eruptivos del grupo Malforada-Nambroque son de composición y edad aparentemente similar, aunque sólo han podido datarse, con C^{14} , las lavas del Nambroque, que han dado una edad de 1045 ± 90 años (Carracedo y colaboradores, 1999a).

Las lavas de ambos centros eruptivos varían de tefritas fonolíticas a fonolitas, con coladas de gran potencia y escaso recorrido.

2.2.2.4.2. Volcán Martín - Montaña. Quemada (38,40)

La erupción en la que se forma el cono volcánico de Mña. Quemada (Fig. 2.14), de aspecto muy reciente y localizada en el extremo norte de Cumbre Vieja, ha sido confundida con la del año 1585 a partir de la interpretación (Santiago, 1960; Machado, 1963) del relato de esta erupción hecho por Torriani (1959). La identificación correcta de esta erupción, también denominada de Tacande, fue realizada por Hernández Pacheco y Vals (1982), que la datan por C^{14} entre 1470 y 1492. Las lavas son de composición basáltica y fluyen hacia el norte y el oeste por el Valle de Aridane, deteniéndose a la cota 270.

Una confusión similar parece haber ocurrido en la erupción del Volcán Martín, en 1646, en que la interpretación de los relatos de testigos oculares ha llevado a incluir en esta erupción un conjunto de conos y coladas que parecen corresponder a una erupción prehistórica. Se trata de una alineación de conos volcánicos muy agrupados en el eje de la dorsal, que aparecen en la parte inferior de la Hoja, como Volcán de San Martín. Son conos piroclásticos mixtos, con depósitos freatoestrombolianos en los bordes de cráter, evidenciando fases eruptivas explosivas. De estos conos parten unas coladas basálticas de aspecto muy reciente y con profusión de anchos canales lávicos, que discurren hacia el mar, en dirección E y ESE, hasta alcanzar la Punta de Tigalate, y en la hoja de Los Canarios (1087 I-II) la Punta Martín.



Fig. 2.14 Vista de Mña. Quemada, erupción prehistórica localizada en el extremo norte de la dorsal de Cumbre Vieja (Foto J.C. Carracedo).

Tanto los conos volcánicos como las coladas están recubiertos por bocas eruptivas y coladas inequívocamente pertenecientes a la erupción de 1646, situadas al sur de las anteriores. Las razones para diferenciar ambas erupciones se basan en la ausencia en las lavas de 1646, muy próximas, de materiales relacionados con las fases explosivas finales de los conos del Volcán Martín, que sí tapizan sus propias coladas. Las lavas de la erupción que se consideran prehistóricas tienen asentada una asociación vegetal relativamente desarrollada, sin parangón en las demás erupciones históricas de La Palma. Por último, en uno de los tubos de las coladas consideradas como prehistóricas se han encontrado restos de cerámica aborigen (Jorge Pais Pais, com. pers.).

2.2.2.5. Erupciones históricas (41-51)

Corresponden a las ocurridas en el periodo histórico, los últimos 500 años, todas con relatos de testigos oculares. Presentan con frecuencia un conjunto de características similares, como la asociación ya comentada con domos sálicos antiguos, que actúan facilitando la salida del magma a través de sus fracturas, y la presencia de múltiples bocas eruptivas, a veces considerablemente alejadas entre sí. Las más altas suelen actuar como conductos de desgasificación, emitiendo fundamentalmente piroclastos que conforman conos volcánicos o cráteres de explosión, mientras que las inferiores suelen emitir gran cantidad de lavas fluidas a través de fisuras, sin formar a veces más que hornitos o coneletes.

La duración y otras características de las erupciones históricas de La Palma se indican en la Tabla 2.8.

Tabla 2.8.- Fecha y duración de las erupciones históricas de Canarias.

	Erupción	Fecha y duración	Años desde la anterior erupción	Tipos de magma	Procesos eruptivos principales
Siglo XVI					
1585	Tahuya, Tajuya o Jedey	19 Mayo-10 Agosto (84 días)	–	Basáltica Fonolitas juveniles	Estromboliano Nube ardiente
Siglo XVII					
1646	Martín, Tigalate	2 Octubre-21 Diciembre (80 días)	61	Basáltica	Estromboliano
1677	Fuencaliente	17 Noviembre 1677- 21 Enero 1678 (66 días)	31	Basáltica	Estromboliano
Siglo XVIII					
1712	El Charco	9 Octubre-3 Diciembre (56 días)	35	Basáltica	Estromboliano Freatomagmático
Siglo XX					
1949		24 Junio- 31 Julio (38 días)	237	Basáltica	Estromboliano Freatomagmático
1971		26 Octubre- 19 Noviembre (25 días)	22	Basáltica	Estromboliano

2.2.2.5.1. Erupciones del Siglo XVI (41-43)

En este siglo sólo hubo una erupción en La Palma, la que se ha denominado Tahuya, Tajuya o Jedey. Está descrita en un relato de Torriani (1959), que la presencié (aunque Torriani escribió el relato en 1586, éste sólo se publicó en 1959). Una descripción detallada de esta erupción aparece en el trabajo de Hernández Pacheco (1991).

La erupción de 1585 comprende varios conos y bocas eruptivas situados sobre un domo fonolítico antiguo (Fig. 2.15), ubicado por encima del pueblo de Jedey, en el flanco occidental de Cumbre Vieja. Las coladas discurren hacia el mar, formando en el cantil costero cascadas de lava y amplias plataformas lávicas en el litoral.

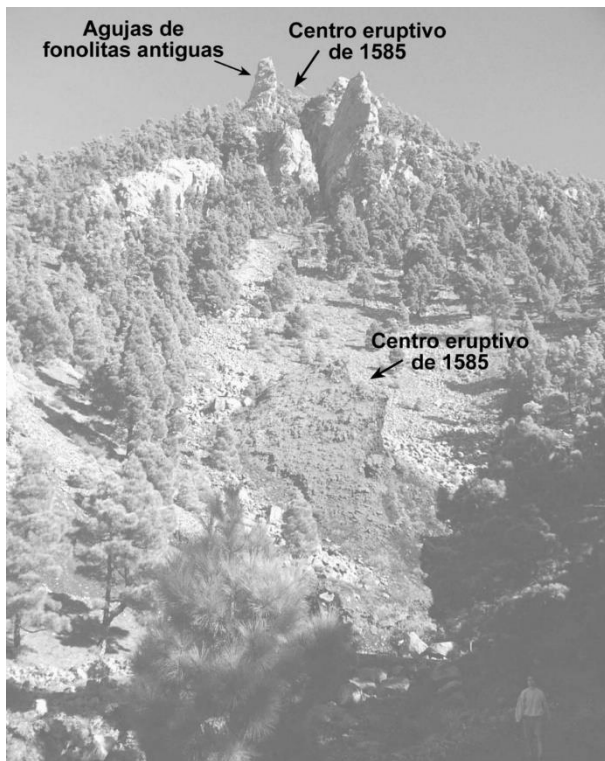


Fig. 2.15.- La erupción de 1585 comprende varios conos y bocas eruptivas situadas sobre un domo fonolítico antiguo, aunque también se emitieron lavas fonolíticas en esta erupción. (Foto J.C. Carracedo).

Un aspecto interesante de esta erupción es que, además de la emisión de coladas basálticas, se emitieron fonolitas juveniles, que por su extrema viscosidad se emplazaron como domos y criptodomo. Estas fonolitas son diferentes de las correspondientes al domo más antiguo sobre el que se produce la erupción. El empuje de la lava parece que levantó agujas de las fonolitas antiguas, proceso acompañado de fuerte sismicidad según Torriani (1959). La fuerte sismicidad debió producir la caída de bloques de fonolita que aparecen englobados en las lavas de la erupción. Por otra

parte, se observan procesos de refusión y asimilación de la fonolita en las lavas basálticas.

Esta erupción es un ejemplo espectacular de la utilización, ya indicada, de los domos fonolíticos antiguos, muy fracturados, como vía preferente de salida de las erupciones recientes e históricas.

2.2.2.5.2. Erupciones del Siglo XVII (44,45)

En este siglo ocurren dos erupciones en La Palma, en 1646 y en 1677.

Erupción de 1646.- La erupción de 1646 cuenta con relatos de testigos oculares, (Santiago, 1960). También denominada de Tigalate, presenta dos centros eruptivos separados, uno en la cota 1380 del eje de la dorsal (Fig. 2.16), apoyado en la base del Volcán Martín con líquenes. Presentan en su recorrido hacia el mar amplios canales lávicos. En el cantil costero forman cascadas de lava y, en la costa, una reducida plataforma lávica.



Fig. 2.16.- En la erupción de 1646 se formó una alineación de hornitos y coneletes en la base del Volcán Martín, en la cota 1380 del eje de la dorsal (Foto J.C. Carracedo).

Respecto al centro eruptivo costero (Fig. 2.17), está constituido por dos coneletes u hornitos de los que parten lavas muy fluidas, que forman una reducida plataforma costera en forma de delta.



Fig. 2.17.-Centro de emisión costero de El Búcaro de la erupción de 1646 (Foto J.C. Carracedo).

2.2.2.5.3. Erupciones del Siglo XVIII (46-48)

En este siglo ocurre una sola erupción en La Palma, en 1712. Denominada el Volcán del Charco, cuenta con un relato de un testigo ocular (Santiago, 1960). Consta de un cono volcánico (Mña. Lajiones) y varias bocas eruptivas con forma de hornito o conelete, alineadas en una fisura de 2.5 Km y dirección N110°E, oblicua a la dorsal (Fig. 2.18).



Fig. 2.18. Cono principal (Mña. Lajiones) y bocas efusivas más elevadas de la erupción de 1712. (Foto J.C. Carracedo).

Esta erupción emitió gran cantidad de lavas basálticas en numerosos brazos, que discurrieron por la pendiente formando cascadas en el cantil y una amplia plataforma costera (Fig. 2.19).



Fig. 2.19.- Lavas procedentes de las bocas alineadas en una fisura eruptiva de la erupción de 1712, descendiendo por el cantil en la zona de El Remo, al sur de Puerto Naos (Foto J.C. Carracedo).

2.2.2.5.4. Erupciones del Siglo XX (49-51)

En este siglo hay dos erupciones volcánicas en La Palma, en 1949 y 1971.

Erupción de 1949.- Ocurre tras un largo periodo sin erupciones (237 años). Existe un excelente relato descriptivo de Bonelli Rubio (1950) y otros que describen asimismo esta erupción (Romero Ortiz, 1950; Martel San Gil, 1960; Benitez Padilla, 1951; San Miguel y otros, 1952). Recientemente ha sido estudiada en detalle por Klügel y colaboradores (1999), White y Schmincke (1999) y Day y colaboradores (1999).

En esta erupción se repite la disposición en múltiples bocas, bastante alejadas entre sí, característica que se ha visto repetida en las erupciones recientes del "rift" de Cumbre Vieja. Presenta tres bocas eruptivas, de las que las dos superiores, Hoyo Negro y El Duraznero, se emplazan en la cumbre de la dorsal, siguiendo una alineación N-S (Fig. 2.20 A). El tercer centro eruptivo, en el Llano del Banco (Fig. 2.20 B), se emplaza a cota más baja (1300 m) del flanco occidental de La Dorsal.

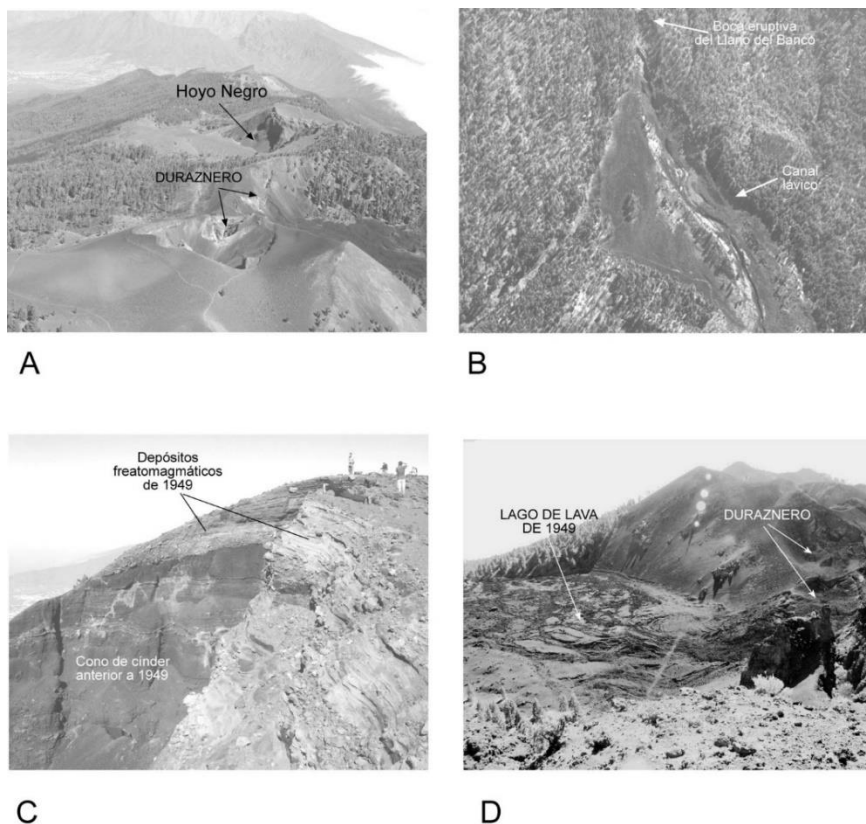


Fig. 2.20. Vistas de los diversos centros eruptivos de 1949: A) Hoyo Negro y El Duraznero. B) Boca eruptiva del Llano del Banco. C) Detalle de los depósitos freatomagmáticos del Hoyo Negro. D) Vista del Duraznero y sus lavas remansadas formando un lago (Fotos J.C.Carracedo).

Los centros eruptivos superiores son fundamentalmente explosivos (freatomagmáticos). El de Hoyo Negro apenas tiene componente magmático, correspondiendo fundamentalmente a erupciones freato-estrombolianas (White y Schmincke, 1999; Kluegel y colaboradores, 1999), que acaban produciendo un amplio cráter explosivo (Fig. 2. 20 C). El de El Duraznero, en cambio, genera un cono de tefra y varias bocas alineadas en una fisura eruptiva N-S, de la que salen lavas basálticas que rellenan un antiguo cráter y discurren hacia el este por el cauce del Barranco de La Lava, llegando hasta muy cerca (unos 50 m) de la costa (Figs. 2. 20 D y 2.18).

La principal emisión de lavas se produce a partir del centro eruptivo del Llano del Banco (Fig. 2. 20 B), donde una fisura en el cauce de un barranco emitió lavas que discurren formando un ancho canal lávico. Las lavas, basálticas, vierten en cascada sobre el cantil costero, produciendo una plataforma en delta, de unos 6 x 3.5 km.

2.3. FORMACIONES SEDIMENTARIAS

Los procesos de sedimentación son relativamente ineficaces y poco avanzados en La Palma, a causa de la juventud geológica de la mayoría de las formaciones volcánicas y la elevada tasa de crecimiento volcánico de la isla. Por otra parte, las fuertes pendientes y escorrentías llevan la mayoría de los materiales erosionados directamente al mar. Son, por lo tanto, escasos los rellenos aluviales, playas y otros depósitos sedimentarios. Esta circunstancia se acentúa en la zona sur de la isla, donde la actividad eruptiva, muy reciente y continuada, apenas permite la actividad erosiva y de sedimentación.

En la hoja estudiada, estos depósitos se restringen a depósitos de ladera, rellenos aluviales, y depósitos de playas. Si bien estas últimas, son escasas y poco desarrolladas, predominando las de arenas y cantos.

2.3.1. Sedimentos holocenos

2.3.1.1. Aluviales y fondos de barranco (53)

Como ya se ha mencionado, son escasos los barrancos con depósitos de acarreo importantes. Son excepción el Bco. de Las Angustias que drena la Caldera de Taburiente, al norte de esta hoja. En el sector oriental de la hoja hay que señalar los barrancos de: Palito Blanco, y Barranco de las Cuevas, este último, en la zona de desembocadura, entre la Punta Cangrejera y la Playa del Burro.

El aluvial reciente del arco de Cumbre Nueva se restringe a una franja que discurre bordeando las lavas de Cumbre Vieja, partiendo desde las inmediaciones de Mña. Quemada. Este barranco se alimenta con los arrastres de los bordes del piedemonte, de gran desarrollo, que recubre la base del arco de Cumbre Nueva. Estos depósitos presentan una escasa continuidad, y se restringen a los cauces bajos y áreas de desembocadura. Se trata de acarreo de cantos basálticos, de tamaño muy variable, desde grandes bloques (muchos originados en desprendimientos de las paredes) hasta arenas gruesas. La mayoría son de composición basáltica y de tipo subredondeado.

2.3.1.2. Coluviones y depósitos de ladera (54)

Las pronunciadas pendientes y la fuerte erosión propician la formación de abundantes coluviones y depósitos de ladera, asentados principalmente en los paleoacantilados desarrollados en la unidad nº 20, y en los cantiles costeros del sector occidental de la hoja, entre Puerto Naos y el límite sur de la hoja (Punta del Banco).

Estos piedemontes presentan la típica estructura en capas de diferente granulometría, y su composición está íntimamente ligada a la de las laderas de las que proceden, situándose a modo de orla de estos relieves. Son de edad muy reciente, no observándose apenas encalichamiento, ni inyección filoniana.

Son frecuentes las formaciones que aparentan ser piedemontes, pero que en una observación más detallada muestran ser coladas recientes formando cascadas en los cantiles costeros. El tapizado de la superficie de estas coladas con derrubios contribuye a esta falsa impresión.

2.3.1.3. Depósitos de playa cementados ("*beachrocks*") (56)

Un interesante proceso que está ocurriendo en algunas playas del sur de La Palma es la formación de "*beachrocks*", por la incipiente cementación de los depósitos de playa.

Las arenas y los clastos de playa litificados mediante cementos carbonatados dan lugar a una roca que se denomina "*beachrock*". Las playas son un emplazamiento ideal para la precipitación de cementos marinos, ya que las condiciones de alta energía (debida a la acción del oleaje y de las mareas) y la presencia de un sedimento tamaño arena y/o rudita con una alta porosidad y permeabilidad original, aseguran volúmenes adecuados de agua sobresaturada capaz de circular a través del sedimento produciendo su cementación. En general, esta cementación ocurre en la zona intermareal, pero también puede ocurrir en la parte alta de la zona submareal y en la parte baja de la zona supramareal.

Los principales "*beachrocks*" se localizan a lo largo de la costa suroccidental de La Palma, entre el pueblo de Punta Naos y el faro de Fuencaliente (Calvet y colaboradores, en prensa). Más concretamente, en esta hoja, se pueden señalar los "*beachrocks*" que afloran en las playas de Punta Naos, y Charco Verde, ambas desarrolladas sobre lavas que conforman la costa occidental del edificio volcánico de Cumbre Vieja (Fig. 2.21).

2.3.1.4. Playas de arenas y cantos (57)

Al igual que ocurre con los aluviales, los depósitos de playas en La Palma, tampoco presentan mucha continuidad lateral. Aunque es frecuente el topónimo "playa" en las costas del sur de la isla, muchas veces se refieren a pequeñas ensenadas con apenas un ligero recubrimiento de cantos y arenas. Estas playas son muy cambiantes, a expensas de la acción del oleaje.

El brusco incremento de la profundidad a escasos metros de la costa y la ausencia de zonas litorales bajas, han dificultado la acumulación de arenas estables para la formación de playas, que son de poca extensión y muchas de ellas inaccesibles. En el sector occidental hay que señalar las siguientes: Playa Nueva; del Charcón; de Puerto Naos; Charco Verde; Baja Lance; Roque y Punta de los Guinchos. En el sector oriental se pueden citar las Playas de: La Martina; Nueva; del Pozo; del Burro; y la que se sitúa al sur de la Punta del Porís.

Todas estas playas son de bloques y cantos, más o menos redondeados, o de cantos y arenas basálticas, con su característico color negro. Aún son más escasas las formadas únicamente por arena.

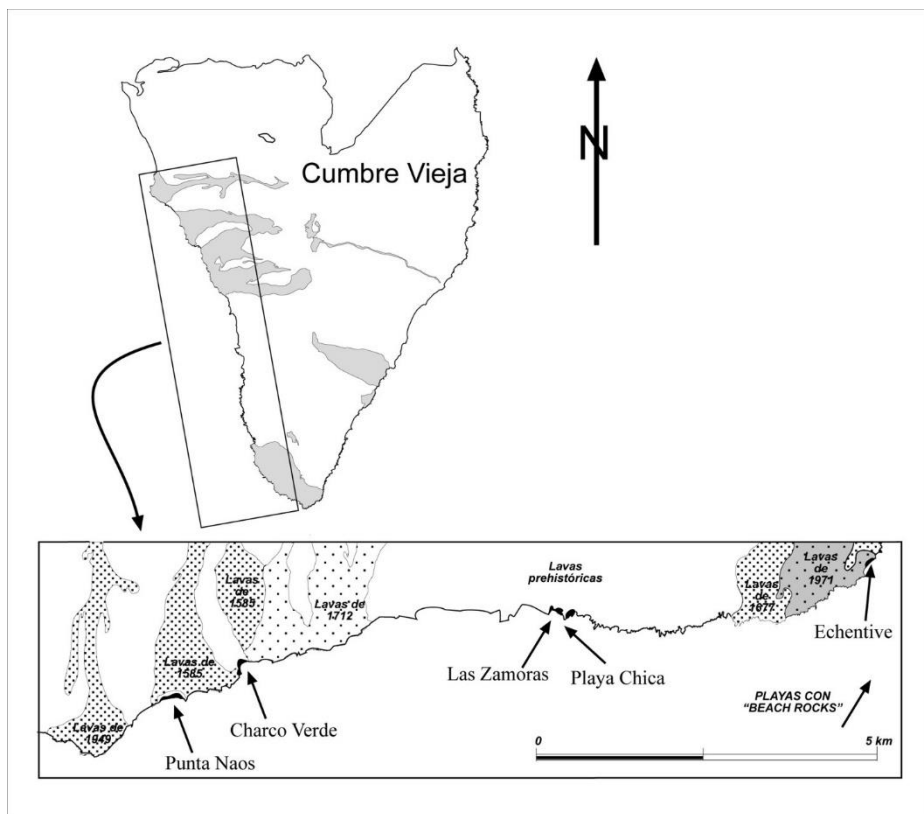


Fig. 2.21. Localización de depósitos de playa cementados ("beachrocks") en el Edificio Volcánico de Cumbre Vieja.

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

La geología estructural y la tectónica que afecta a esta hoja es mucho más sencilla que la de las hojas del sector central y septentrional, que se describen en las memorias correspondientes, ya que afecta a los edificios volcánicos submarino, Garafía, Taburiente, y Bejenado. En la hoja aquí estudiada sólo aparece representado el "rift" de Cumbre Vieja.

3.1. ALINEACIONES Y ENJAMBRES DE DIQUES

Los diques son abundantes en las formaciones submarinas y en las zonas de El Time y arco de Cumbre Nueva en el edificio volcánico Taburiente. Son, en cambio, escasos en el edificio volcánico Bejenado y apenas afloran unos pocos y dispersos en el "rift" de Cumbre Vieja.

Tanto en el interior de La Caldera como en el arco de Cumbre Nueva afloran gran cantidad de diques, exhumados por el deslizamiento de Cumbre Nueva y la erosión subsiguiente. Como puede observarse en la Fig. 3.1, en lo que atañe a las Hojas del sector sur, (LPS) la mayoría de los diques que afloran lo hacen en las vecinas Hojas

del norte (1085-I y 1085-II) y están relacionados con uno de los "rifts" del EVN ya mencionado, concretamente con el meridional, al que pertenece la actual dorsal de Cumbre Nueva. Estos diques conforman dos grupos bien definidos en la zona de El Time, con dirección predominante N50°-60° E, y en el arco de Cumbre Nueva, con dirección predominante N180°.

En el edificio volcánico Cumbre Vieja apenas afloran diques, aunque en el interior de la dorsal debe existir un apretado enjambre de dirección N-S, formando un "rift" muy definido (ver cortes en la Fig. 2.8). Los únicos diques que se han observado en Cumbre Vieja afloran en el cantil costero occidental cerca de Puerto Naos (El Remo), y en la costa oriental, al norte de Mña. Goteras, en ambos casos con dirección E-O.

3.2. ALINEACIONES DE CENTROS DE EMISIÓN. DORSALES ("RIFTS")

Ya se ha mencionado que durante la construcción del edificio Taburiente hubo una reorganización de los centros de emisión, que se mantuvieron dispersos en el edificio Garafía y buena parte del Taburiente y que, aproximadamente a los 0.8 Ma, se agruparon configurando "rifts" no muy bien definidos, con las direcciones a 120° mencionadas. La escasa concentración de los centros eruptivos en estas dorsales y el abundante recubrimiento por las efusiones terminales del Taburiente desde un edificio central, hace que la disposición regular de estos "rifts", si existe, no sea tan nítida como en Tenerife o El Hierro, donde se han originado dorsales en tejado a dos aguas muy bien delimitadas (Carracedo, 1994, 1996, 1999; Carracedo y otros, 1998, 1999 a, b). En el EVN aparecen tres zonas de "rift" con mayor concentración de centros de emisión y diques (Fig. 3.1), separadas por áreas en que éstos son muy escasos, predominando ampliamente las lavas. Sin embargo, las tres zonas de "rift" aparecen partidas en dos alineaciones separadas que divergen progresivamente al alejarse del centro del edificio volcánico. Una disposición similar se ha observado en la isla de El Hierro, donde la separación de cada rama del "rift" triple en dos alineaciones divergentes ocurre ya en el flanco submarino de la isla.

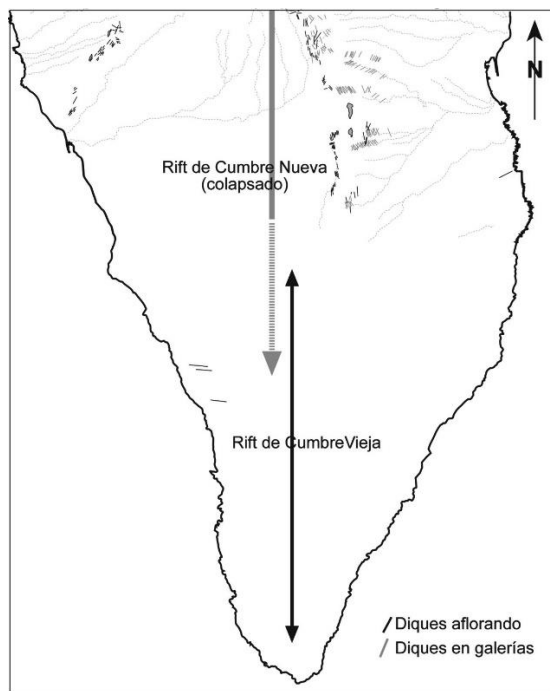


Fig. 3.1. Esquema de la disposición de los “rifts” y de los diques en el sur de La Palma.

La alternancia de dorsales e interdorsales se manifiesta en el contorno del escudo volcánico, que presenta salientes o puntas en las primeras y entrantes o ensenadas en las segundas. Por otra parte, la observación de los cantiles costeros pone de manifiesto la concentración de diques subverticales en las zonas costeras de las dorsales, mientras que en las costas entre dorsales éstos son escasos o ausentes.

En lo referente a esta hoja sólo hay que señalar uno de estos rifts, el que forma la dorsal de Cumbre Nueva, en el sur del escudo volcánico. Este rift debió concentrar buena parte de la actividad eruptiva de los estadios finales del Taburiente, posiblemente por estar ya fijada la directriz N-S como la que habría de continuar en el futuro la construcción de la isla. Alternativamente, es posible que fuese un proceso de migración lateral del magma en las fases finales de actividad del EVN el responsable de este continuo desplazamiento hacia el sur de la actividad eruptiva en la isla.

En cualquier caso, el excesivo crecimiento de este rift excedió el umbral de estabilidad y se produjo un deslizamiento gravitatorio del flanco occidental, originándose la depresión que hoy forma el Valle de Aridane e iniciando la formación de la Caldera de Taburiente.

La geometría de la dorsal de Cumbre Nueva hay que inferirla, ya que quedó, por una parte, desmantelada por el citado deslizamiento y la posterior erosión, y por otra, recubierta por las lavas del Bejenado y de la dorsal de Cumbre Vieja. Quedan como

vestigios de esta dorsal el escarpe de Cumbre Nueva y los enjambres de diques de la base de este escarpe –claramente visibles con dirección N-S en la carretera de El Paso al túnel– y los de El Time, con dirección SE. Entre ambas direcciones pudo situarse el eje del rift, que estaría ahora bajo las lavas del Edificio Bejenado y Cumbre Vieja (Carracedo y otros, 1999 a, b).

Recientemente se ha excavado un túnel para el paso de canales de agua desde el este al oeste de la isla. La obra corta por su lado este lo que parece ser el borde oriental del mencionado “rift”, penetrando en un enjambre de diques progresivamente más denso, los mismos que afloran en lo alto y la base de Cumbre Nueva (Fig. 3.2). Por el lado oeste, la excavación corta las lavas de Cumbre Vieja, penetrando en los sedimentos y depósitos de avalancha correspondientes al deslizamiento de Cumbre Nueva. La continuación de esta obra cortará, presumiblemente, el mismo “rift”, con elevada densidad de diques. Esta disposición ha propiciado la existencia de un importante acuífero con gran caudal de agua, no previsto al proyectarse la obra.

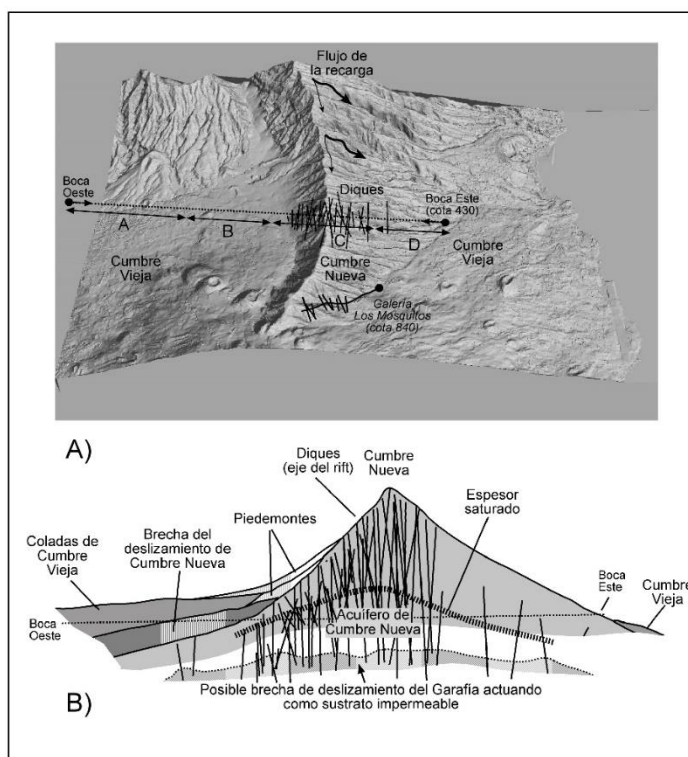


Fig. 3.2. Trazado (A) y corte geológico esquemático (B) por el túnel para trasvase de agua que atraviesa la dorsal de Cumbre Nueva.

La dorsal de Cumbre Vieja es un interesante ejemplo de la evolución de un “rift”, desde los estadios iniciales más dispersos, hasta configurar un apretado enjambre de

diques que concentran la mayoría de las erupciones volcánicas. Esta progresiva concentración, típica de estas estructuras, como se ha visto en el EVN, ha sido explicada (Carracedo, 1994) como consecuencia del progresivo incremento de la anisotropía en el edificio volcánico por efecto de la inyección progresiva de diques. La evolución del “rift” de Cumbre Vieja en los últimos miles de años ha sido analizada por Carracedo y colaboradores (1997) y Day y colaboradores (1999) y está esquematizada en la Fig. 3.3. La rápida pérdida de la geometría inicial en tres ramas del “rift” de Cumbre Vieja se debe a que crece adosado al resto de la isla, lo que impide su crecimiento excepto hacia el sur. Los “rifts” triples sólo se mantienen con geometría regular en los edificios volcánicos aislados, o en aquellos en que la actividad volcánica está esencialmente fija, originando edificios volcánicos superpuestos, como El Hierro o Tenerife. Como se ha señalado en las memorias del sector norte de la isla, la escasa definición alcanzada por los “rifts” ha podido deberse a la emigración del volcanismo en la última fase de actividad de la isla. Si la actividad que ha originado Cumbre Vieja se hubiera mantenido sobre él en vez de emigrar hacia el sur, es posible que los “rifts” se hubieran definido completamente y sin obstáculo, dando una estructura regular en tres ramas similar a las de las mencionadas islas de Tenerife y El Hierro.

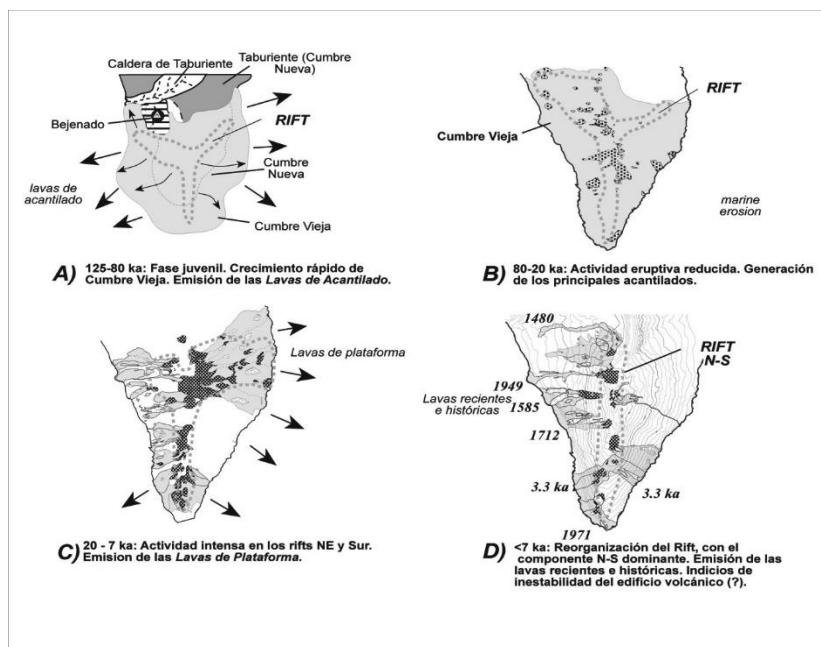


Fig. 3.3. Esquema que ilustra de forma simplificada la evolución del rift de Cumbre Vieja.

3.3. DESLIZAMIENTOS GRAVITATORIOS

La zona sur de La Palma se ha visto afectada por el deslizamiento de Cumbre Nueva, hace aproximadamente 0.56 ka. Por otra parte, parecen existir indicios de progresiva

inestabilidad del “rift” de Cumbre Vieja, que podría conducir a un proceso similar en el futuro geológico.

3.3.1. Deslizamiento gravitatorio de Cumbre Nueva

Ha sido descrito por Ancochea y otros (1994) y más detalladamente por Carracedo y otros (1999 a, b). Este proceso es de gran relevancia en la geología de La Palma, ya que ha sido el causante de la formación de la estructura más emblemática –La Caldera de Taburiente–, así como el elemento que permite la separación estratigráfica de los edificios volcánicos Taburiente y Bejenado (ver Fig. 1.1).

Parece posible que, en las etapas avanzadas de construcción del edificio volcánico Taburiente, uno de los “rifts” ya descritos —el N-S o Cumbre Nueva—, concentrara una parte importante de la actividad del EVN, pudiendo haberse iniciado ya la tendencia de emigración del volcanismo hacia el sur, que continuaría después de forma definitiva (A en la Fig. 3.4). La intensa actividad eruptiva debió originar un crecimiento excesivo del rift o dorsal de Cumbre Nueva. Sobrepasado el límite de estabilidad, se produjo el mencionado deslizamiento gravitatorio masivo del flanco occidental de la dorsal, originando la mencionada depresión (B en Fig. 3.4). Este proceso debió ocurrir hace unos 566 ka, edad de las lavas que forman el techo de la dorsal de Cumbre Nueva. En todo caso, el deslizamiento parece estar limitado por esta edad y la más antigua del Bejenado, de unos 530 ka.

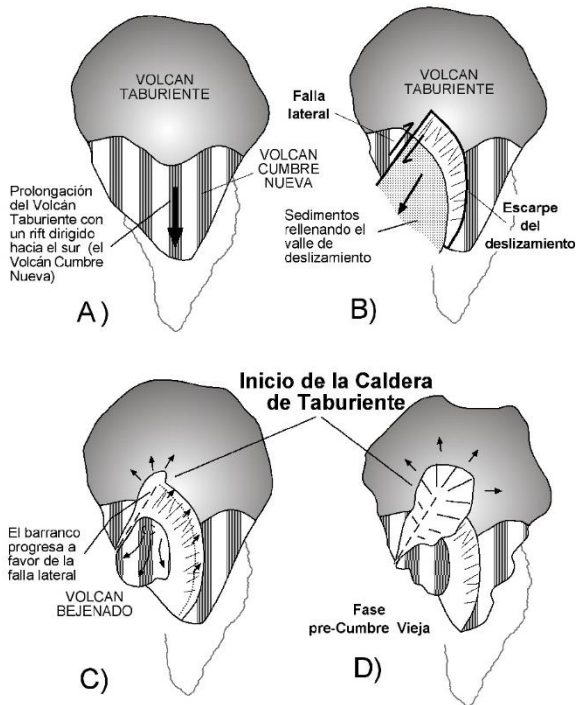


Fig. 3.4. Evolución del “rift” de Cumbre Nueva y génesis del deslizamiento que formó el Valle de Aridane y la Caldera de Taburiente.

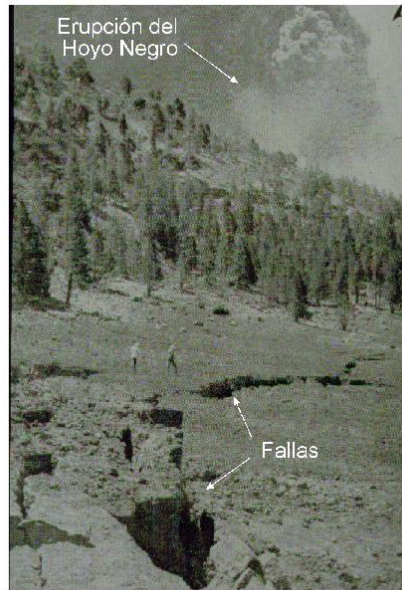
La geometría y extensión del bloque deslizado, limitado por el arco en herradura al N y un borde recto al NO, puede deducirse de las observaciones obtenidas en superficie y en los sondeos realizados para el estudio del acuífero del Valle de Aridane. La dorsal de Cumbre Nueva pudo alcanzar una altura de unos 2.500 m y el volumen del bloque desgajado unos 180-200 Km³ (Carracedo y colaboradores, 1999 a, b).

La continuación de la actividad en el "rift" de Cumbre Nueva inmediatamente después del colapso inició la construcción del edificio volcánico Bejenado (C en Fig. 3.4). El encajamiento de un barranco (Bco. de Las Angustias) en el borde NO del deslizamiento supuso el inicio de la Caldera de Taburiente, que no es más que el ensanchamiento progresivo de la cabecera de este barranco por erosión remontante y desplomes de las paredes (D en Fig. 3.4).

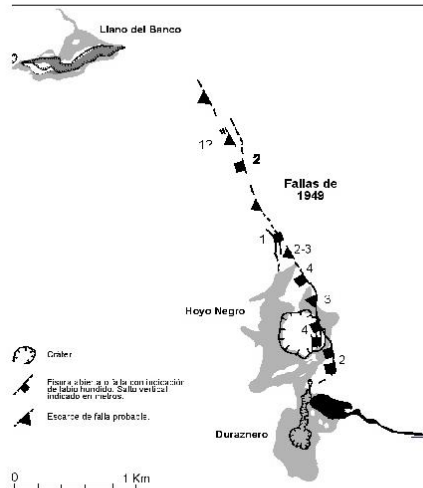
3.4. FALLAS Y FRACTURAS RECIENTES

Como fallas importantes se pueden señalar los planos del deslizamiento de Cumbre Nueva, ya descrito, tales como el tramo medio-bajo del Barranco de Las Angustias (ver Fig. 2.9) y el arco de Cumbre Nueva.

Las únicas fallas recientes son las que se originaron en la erupción de 1949 (Bonelli, 1950). La extensión actual de estas fallas (Fig. 3.5 A) está indicada en la Fig. 3.5 B (Carracedo y colaboradores, 1997).



A



B

Fig. 3.5 A) Fotografía de la falla de 1949 (en Bonelli Rubio, 1950).
B) Esquema que indica una posible disposición de la falla de 1949.

El progresivo incremento en altura de la dorsal de Cumbre Vieja ha originado una redistribución de esfuerzos gravitacionales, por lo que además de las predominantes alineaciones eruptivas paralelas a la cresta de la dorsal, se forman otras en los flancos, algunas oblicuas al eje del "rift", claramente ejemplificadas en la fisura eruptiva de 1712 (ver Fig. 2.8).

4. GEOMORFOLOGÍA

El presente estudio y el mapa geomorfológico 1/50.000 que se adjunta a esta Memoria es la síntesis de la cartografía geomorfológica a escala 1/25.000 realizada en este proyecto.

4.1. EDAD DE LAS FORMACIONES Y MORFOLOGÍA

En las islas más antiguas del Archipiélago, en la fase post-erosiva de desarrollo y con una historia geológica de muchos millones de años, la morfología y grado de conservación de las estructuras volcánicas presentan una fuerte correlación con su edad y litología.

En la zona sur de La Palma, la morfología está más condicionada por los episodios constructivos y destructivos que afectan a los diferentes edificios volcánicos y a las estructuras resultantes, que a la edad y litología de las diferentes formaciones. Una excepción clara es el edificio submarino (que no llega a aflorar en esta hoja), de edad y naturaleza claramente diferentes a las de las formaciones subaéreas. Este hecho se refleja en sus afloramientos, donde estas formaciones submarinas presentan rasgos geomorfológicos característicos (grado de alteración, relieve, pendientes, etc.).

Dentro de los edificios subaéreos las estructuras morfológicas vienen condicionadas por la propia construcción de la isla, por una agregación de sucesivos edificios volcánicos en constante progresión hacia el sur. Entre estos rasgos constructivos destaca la dorsal o "rift" de Cumbre Vieja, que a pesar de su importante desarrollo ha tenido un periodo de construcción relativamente corto, posiblemente no muy superior a los 120-150 ka.

A estos grandes rasgos constructivos se suman los procesos de destrucción catastrófica de los edificios volcánicos, especialmente el ya descrito como deslizamiento gigante de Cumbre Nueva, que modificó de forma drástica la forma de la isla, generando dos de sus rasgos geomorfológicos más conspicuos: El Valle de Aridane y la Caldera de Taburiente.

La red de barrancos sí parece tener una relación con la edad, pues sólo se han creado barrancos profundos con amplias cabeceras en formaciones cuyo techo supera los 0.5-0.6 Ma. Las formaciones con techos más recientes presentan una red apenas encajada, donde las incisiones, sólo apuntadas, reflejan los lóbulos y "levees" de las coladas, hecho muy marcado en la zona entre el Mirador del Time y el Bco. del Jurado, en la zona de cumbre de Santa Cruz de La Palma y en los flancos del edificio volcánico Bejenado. En la dorsal de Cumbre Vieja, en cambio, y a causa de su extrema juventud geológica, los barrancos apenas están marcados, conservándose casi intactas las formas generadas por la actividad eruptiva.

4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE

En este sector centro- sur de la isla de La Palma, estas fases están directamente relacionadas con la construcción volcánica y los procesos destructivos ya mencionados.

De forma muy sintética se pueden definir las siguientes fases principales:

1. Fases finales de construcción , incluyendo un "rift" (Cumbre Nueva) que extiende asimétricamente este escudo hacia el sur, al menos hasta la zona de Puerto Naos.
2. Deslizamiento de este "rift" de Cumbre Nueva. Formación del Valle de Aridane, con su borde NO en cantil recto y el resto en forma de arco abierto.
3. Construcción del edificio volcánico Bejenado. Encajamiento del Bco. del Riachuelo. Encajamiento del Bco. de Las Angustias. Ensanchamiento por erosión remontante de la cabecera del Bco. de Las Angustias hasta ir conformando la actual Caldera de Taburiente. El Bco. del Riachuelo queda decapitado al progresar la formación de la Caldera.
4. Taponamiento de la salida de los barrancos mencionados por conos periféricos del Bejenado y de Cumbre Vieja. Formación de las acumulaciones sedimentarias de El Time y de Cumbre Nueva.
5. Construcción de la dorsal de Cumbre Vieja, que aún continúa tanto con erupciones en tierra como en su prolongación submarina.

4.3. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA, MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Los procesos morfodinámicos en el sur de la isla están bien definidos y son característicos de una isla volcánica oceánica en fase juvenil de desarrollo. En el horizonte de la evolución geológica inmediata de La Palma es previsible que la actividad volcánica constructiva continúe estrechamente relacionada con la dorsal de Cumbre Vieja, en fase de crecimiento en altura y longitud. El resto del sector sur de La Palma (los edificios volcánicos Taburiente y Bejenado) continuarán sometidos a la acción erosiva. Sólo podría alterar drásticamente este escenario la ocurrencia en el futuro geológico de un deslizamiento del flanco occidental de Cumbre Vieja, similar al que modificó instantáneamente y de forma muy importante el mismo flanco occidental de la dorsal de Cumbre Nueva.

Las tendencias futuras en la evolución geomorfológica de esta zona sur de la isla se pueden separar en las previsibles a plazo corto, incluso en términos humanos (los próximos cientos o pocos miles de años), y las de plazo geológico (decenas o centenares de miles de años).

Entre las primeras se puede incluir la continuación del volcanismo, preferentemente localizado en la cumbre y flancos del "rift" de Cumbre Vieja. Este volcanismo dará lugar, con toda probabilidad, a la aparición de nuevos conos o alineaciones de conos volcánicos y coladas que discurrirán por las pendientes hacia la costa, donde pueden formar plataformas costeras que frenarán la erosión marina y la progresión de los cantiles costeros.

En las zonas no protegidas por plataformas costeras recientes, los acantilados progresarán rápidamente, especialmente en el flanco occidental de Cumbre Vieja. Una vez avanzado el proceso se acentuará por la ocurrencia de desplomes costeros (rockfalls), como ocurre en el escudo volcánico del norte (EVN).

La erosión originada por los arrastres del Bco. de Las Angustias en el interior de la Caldera, incrementada por los frecuentes desplomes de lienzos de las paredes, hará progresar rápidamente las dimensiones de esta depresión y modificará frecuentemente el régimen de drenaje, con cambios bruscos en el trazado del barranco. En cambio, el Valle de Aridane, con el Bco. del Riachuelo sin apenas aporte (al quedar

decapitada su cabecera), no experimentará cambios morfológicos apreciables a esta escala de tiempo.

En cuanto a los cambios geomorfológicos a más largo plazo (decenas o centenares de miles de años) es previsible que la continuación del volcanismo en el "rift" de Cumbre Vieja incrementa de forma considerable su altura y la extensión de la isla hacia el sur. Muy probablemente continuará la reorganización del "rift", iniciada hace unos 7 ka, acentuando el papel de la directriz N-S y concentrando progresivamente los centros de emisión en la cresta de la dorsal. Este desarrollo impondrá esfuerzos gravitacionales distensivos que, eventualmente, pueden propiciar deslizamientos, con más posibilidades en el flanco occidental.

5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

En este capítulo se describen las características petrológicas y geoquímicas de los materiales emitidos en los diferentes episodios volcánicos.

La descripción petrográfica se efectúa sobre la base del estudio microscópico de muestras representativas de las diferentes unidades establecidas en los capítulos anteriores. Su descripción detallada y la localización de las muestras se presentan en las fichas individuales de cada una, que se adjuntan a la información complementaria.

El estudio geoquímico se basa en los análisis realizados sobre muestras seleccionadas mediante el estudio petrográfico y de los análisis químicos publicados.

Los datos analíticos se presentan en las Tablas 5.1 a 5.7, con el listado de elementos mayores, trazas, REE, norma CIPW, así como de los parámetros geoquímicos más significativos: Índices de diferenciación (ID) y de peralcalinidad (IP), Número de Magnesio (MG #) y relación Fe/Mg de los ferromagnesianos (FEMG).

La clasificación geoquímica de las muestras se efectúa a partir del diagrama TAS propuesto por la IUGS (Le Maitre, 1984; Le Bas y colaboradores, 1986) y teniendo en consideración las denominaciones tipológicas propuestas por Brändle y colaboradores (1984).

En la base de las Tablas se acompaña la referencia de las muestras, su clasificación y localización geográfica, así como la procedencia de los datos analíticos.

5.1. EDIFICIO VOLCÁNICO CUMBRE VIEJA: PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

5.1.1. Erupciones formando acantilado costero: Petrología

5.1.1.1 Conos de piroclastos basálticos (17)

Los conos de piroclastos que dieron lugar a los materiales lávicos que forman los acantilados costeros incluyen materiales escoriáceos que petrológicamente corresponden a basaltos olivínicos-piroxénicos, con típica textura porfídica vesicular. Presentan numerosos fenocristales de olivino, en secciones idio-subidiomorfos, distribuidos de forma seriada, con algunos cristales que presentan aspecto xenomorfos microfracturados. Los fenocristales de augita titanífera son predominantemente idiomorfos y en secciones prismáticas, maclados y microzonados con ligero pleocroismo

amarillento y pardo en los bordes. Ambas fases máficas tienen tendencia a la formación de microagregados/acumulados en los que el núcleo principal son olivinos y clinopiroxenos, que se concentran en la parte externa. Los minerales opacos presentan pequeñas secciones subidiomorfas y están generalmente asociados a los minerales máficos. Las vacuolas llegan a ocupar hasta el ~25% de la totalidad de la muestra, siendo la matriz restante predominantemente máfica y constituida por microlitos de feldespato, bastoncillos de clinopiroxenos y opacos puntuales.

5.1.1.2. Domos y coladas de tefritas y fonolitas (19)

Los materiales intrusivos que constituyen esta formación están constituidos por una serie de episodios eruptivos que dieron lugar a diversas tipologías de domos y domos-colada, cuyas condiciones de afloramiento se presentan en el apartado 2.2.1.3. Han sido descritos en diversos estudios anteriores –Hausen (1969), Yllescas (1977), Hernández-Pacheco y de la Nuez (1983), donde se presentan en detalle sus características morfológicas, su petrología y algunas de sus características geoquímicas.

Se han muestreado los diferentes afloramientos que se extienden desde la parte sur de La Palma (Roque Teneguía) en la Hoja de Los Canarios (1087 I-II), la parte central de Cumbre Vieja, en esta Hoja de El Pueblo (1085 III-IV), donde tienen su más amplia representación y al norte, en la Hoja de Santa Cruz de La Palma (1085 II).

Petrologicamente los materiales pueden encuadrarse básicamente en tres tipologías: tefritas fonolíticas, fonolitas máficas y fonolitas/fonolita-traquítica, aun cuando dentro de un mismo afloramiento puedan presentarse variaciones litológicas dentro del espectro composicional presentado.

Tefritas fonolíticas: Son los términos más básicos de la secuencia litológica. Se presentan en algunos afloramientos como Los Campanarios, El Cabrito y Mendo. Presentan texturas porfídicas seriadas, con fenocristales en proporciones variables (36-60%) de la totalidad de la roca, sobre una matriz microcristalina feldespática. Los fenocristales de plagioclasa pueden llegar a ser abundantes, como se observa en el afloramiento del Cabrito, con secciones idio-subidiomorfas macladas polisintéticamente y microcristales en forma de listoncillos que destacan sobre la matriz feldespática. Los fenocristales de anfíbol, en secciones pleocroicas pardo-rojizas con ligeros bordes de oxidación y tamaños seriados, incluyendo microcristales de apatito y minerales opacos. Los cristales de augita y de augita con egirina, presentan secciones idio-subidiomorfas de color pardo y núcleos verdosos en los términos más egirínicos. Los feldespatoideos son principalmente cristales de haüyna en pequeñas secciones euhédricas de tonos azulados y finas inclusiones aciculares opacas en los bordes. Los minerales opacos son relativamente frecuentes en microcristales subidiomorfos algo corroídos, junto con otros accesorios como cristales de apatito y de esfena. La matriz, poco vacuolar, está constituida por un entramado afelpado de feldespatos y cristales incipientes de clinopiroxeno y opacos.

Fonolitas máficas: Son términos relativamente frecuentes –Fuente Pino de La Virgen, Dña. María, Niquiamo–, con texturas porfídicas hialopiliticas, típicas de las fonolitas, aun cuando puedan presentar un relativo contenido en minerales máficos (15-20%). Los fenocristales de feldespato alcalino, tipo anortoclasas, se presentan en secciones prismáticas con típico micromaclado o formando agregados microcristalinos. Los fenocristales de anfíbol tipo hornblenda, se presentan en secciones idiomorfas con marcado pleocroismo pardo-rojizo y los de augita con egirina forman secciones idiomorfas de tonos pardo-amarillento con núcleos verdosos. Los feldespatoideos de tipo

haüyna son frecuentes, en secciones idio-subidiomorfas en gradación de tamaños de meso a microcristales. Algunas en típicas secciones de tonos azulados y enrejados de minipartículas opacas distribuidas linealmente en el interior de los cristales. Los minerales opacos son poco frecuentes, en pequeñas secciones cuadrangulares, junto a minerales accesorios como esfena y cristales de apatito. La matriz poco vesicular está constituida principalmente por microcristales feldespáticos alcalinos, algunos tabulares y otros aciculares, que forman un entramado que incluyen pequeños cristales de clinopiroxeno y opacos puntuales.

Fonolitas: Predominan en el Roque Teneguía y en el cantil próximo al Teneguía. Son el término más alcalino y diferenciado, con bajos contenidos en minerales máficos y un mayor contenido de matriz feldespática alcalina. Los mesocristales de feldespato alcalino presentan pequeños prismas groseramente orientados según la dirección de flujo. Esporádicamente se observan algunos cristales de plagioclasa maclados y zonados con marcados procesos de exolución. Los cristales de augita-egirínica forman secciones idiomorfas prismáticas de ligero pleocroísmo verde, que contrastan con los cristales de anfíbol en secciones idio-subidiomorfas de fuerte pleocroísmo pardo-rojizo. Frecuentemente están zonados y presentan bordes de reabsorción, proceso que en algunos casos supone su total destrucción. Los feldespatoídes tipo haüyna son frecuentes, en pequeñas secciones euhedrales, que en algunos casos conservan tonos azulados y típicas inclusiones de minerales de hierro. Los minerales opacos son escasos y se reducen a microcristales aislados. La matriz está constituida por un entramado feldespático alcalino que encierra bastoncillos de clinopiroxeno y óxidos puntuales, así como feldespatoídes en secciones cuadrangulares y pseudo-hexagonales inmersos en la matriz.

El término **Fonolita-traquífica** está bien representado en el domo de Mña. Enrique. Se caracteriza por un bajo contenido en minerales máficos y un predominio de matriz feldespática fina. Los escasos fenocristales de feldespato se reducen a cristales de sanidina en secciones subidiomorfas y feldespatoídes tipo haüyna en microcristales euhedrales aislados. Los cristales máficos se reducen a pequeñas secciones de anfíbol, egirina de tonos verdosos y a opacos puntuales. En la matriz, muy fina, destacan algunos listoncillos de feldespato aislados, estando el resto constituido por un entramado arborescente de feldespato alcalino y cristales incipientes de clinopiroxeno.

5.1.1.3. Coladas de lavas basálticas (20)

Los materiales lávicos que dieron lugar a estas formaciones constituyen diversos afloramientos que se han descrito en el apartado 2.2.1.4.

Petrológicamente los materiales emitidos se encuadran en la tipología de basaltos piroxénicos-olivínicos, que son mayoritarios, con excepción de los basaltos piroxénicos-anfibólicos afaníticos del cantil de Tzacorte y los basaltos plagioclásicos de las coladas “pahoehoe” de Monte Luna, en el cantil de la Punta de Tígalate.

Basaltos piroxénicos-olivínicos: Presentan la típica textura porfídica seriada con fenocristales en proporciones variables (33%-50%), inmersos en una matriz microcristalina intersertal. Los cristales de augita, son predominantes, con tendencia al idiomorfismo, en frecuentes secciones macladas, y algunos cristales micro-zonados con núcleos verdosos. Destaca la tendencia a la formación de micro agregados y glomérulos de cristales de augita, algunos con estructuras radiales que engloban minerales opacos. Los fenocristales, de olivino idio-subidiomorfas, presentan secciones limpias

con escasos procesos de alteración, que coexisten con cristales xenomorfos microfracturados y con sombras de presión. Esporádicamente se observa la presencia de cristales xenomorfos de anfíbol de fuerte pleocroísmo pardo-rojizo, con marcados bordes de oxidación y procesos de reabsorción que conllevan la presencia de restos de pseudomorfos de anfíbol constituidos por opacos y clinopiroxenos poco cristalinos. Este proceso está muy extendido en las coladas basálticas del acantilado este y en las del cantil del Teneguía. Los minerales opacos forman microcristales subidiomorfos pero con frecuentes procesos de corrosión. La matriz microcristalina es predominantemente máfica y poco vacuolar, está constituida por microcristales de plagioclasa, clinopiroxenos y opacos.

Las coladas basálticas que rodean la Montaña de Tamanca y de Los Campanarios presentan características petrológicas semejantes a los **basaltos piroxénicos-olivínicos** anteriormente descritos, pero con la presencia de anfíbol (~6%), aun cuando los procesos de reabsorción/oxidación están muy desarrollados. Texturalmente son porfídicos con fenocristales que suponen aproximadamente el 32% de la roca. Predominan los cristales de augita, en secciones idiomorfas pardo-amarillo pálido con núcleos verdosos más visibles en las secciones zonadas, mientras que los cristales de olivino son xenomorfos en secciones redondeadas y corroídas, con frecuentes aureolas de reacción de clinopiroxenos. Los fenocristales de anfíbol de pleocroísmo pardo-rojizo, con fuertes aureolas de reacción de óxidos, aparecen junto a restos de fenocristales totalmente oxidados. Estos procesos de reabsorción, tan frecuentes en los cristales de anfíbol, estarían probablemente relacionados con procesos de inestabilidad por desgasificación de los magmas y reducción de la fase gaseosa por descompresión –cambios de la presión que los hace inestables–, más que a los procesos de alteración superficial descritos por Klügel y colaboradores (1999) en la erupción de 1949. Los minerales opacos presentan algunas secciones alotriomorfas y más frecuentes los microcristales, junto con otros accesorios como cristales de apatito en pequeñas secciones prismáticas y basales. La matriz está constituida por microlitos de feldespato, clinopiroxenos y opacos puntuales.

Dentro de esta tipología se podrían encuadrar los **basaltos anfibólicos-piroxénicos** del cantil de Tazacorte, texturalmente afaníticos y con escasos fenocristales sobre una matriz hipocristalina. Presentan mesocristales de augita subidiomorfos de color pardo algo zonados y cristales de anfíbol en secciones de pleocroísmo pardo-rojizo, frecuentemente corroídas y con marcadas aureolas de minerales opacos, quedando numerosos restos de pseudomorfos como resultado de los procesos de transformación y reabsorción final de los anfíboles. La matriz poco cristalina constituida por microcristales de plagioclasa, clinopiroxenos incipientes y opacos algo frecuentes dispersos.

Basaltos plagioclásicos: Con predominio de coladas “pahoehoe”, aparecen en la zona de Tigalate. Los fenocristales son predominantemente feldespáticos en secciones prismáticas con maclas polisintéticas, siendo más frecuentes (~31%) los mesocristales tabulares. Los minerales máficos son esporádicos y se reducen a algún cristal xenolítico microfracturado de olivino con pequeña aureola de clinopiroxenos, cristales basales de augita, anfíboles con aureola de oxidación y opacos idio-subidiomorfos. La matriz feldespática está constituida por cristales tabulares que forman una malla que engloba opacos puntuales y microcristales de olivino, en pequeños agregados, con visibles procesos de oxidación.

5.1.2. Erupciones formando acantilado costero: Geoquímica (19, 20)

Los datos analíticos de los materiales lávicos basálticos que forman los acantilados costeros se presentan en la Tabla 5.1. Los de los materiales tefríticos-fonolíticos relacionados con los cuerpos intrusivos que dieron lugar a los domos y coladas fonolíticas se indican en la Tabla 5.2.

Dentro de esta unidad se han incluido asimismo los datos analíticos publicados por Hernández-Pacheco y De la Nuez (1983) correspondientes a las extrusiones sálicas del sur de la Isla de La Palma (Tabla 5.3).

Tabla 5.1.-Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando acantilado (coladas basálticas)

Nº Muestra	4	9	13	14	15	19	118
SiO ₂	44,92	43,11	46,00	49,62	46,00	49,60	43,37
TiO ₂	2,46	3,19	3,29	2,76	3,23	2,55	3,47
Al ₂ O ₃	12,19	12,37	15,09	17,81	14,73	16,43	14,42
Fe ₂ O ₃	3,73	5,49	4,24	3,65	5,59	4,30	8,33
FeO	9,27	8,40	7,31	5,83	7,00	5,26	4,50
MnO	0,19	0,18	0,20	0,17	0,18	0,19	0,19
MgO	12,53	11,78	5,98	3,89	7,67	3,87	7,46
CaO	9,19	10,16	9,77	7,13	8,89	7,12	10,97
Na ₂ O	3,06	3,00	4,80	5,95	4,37	6,59	4,88
K ₂ O	0,92	0,84	1,86	1,81	1,51	2,43	1,76
P ₂ O ₅	0,78	0,79	1,08	1,07	0,81	0,77	1,28
H ₂ O+CO ₂	0,10	0,09	0,08	0,06	0,08	0,06	0,15
Cr	508	468	59	14	159	15	159
Ni	361	258	43	0	96	19	90
Co	59	57	36	20	42	25	41
Sc	24	26	18	10	23	11	20
V	281	304	287	174	319	241	298
Cu	104	84	58	18	85	46	61
Pb	3	2	4	6	5	13	4
Zn	120	115	122	125	123	127	124
Sn	2,82	1,88	3,94	4,17	3,05	2,77	2,64
Mo	3,44	2,89	4,31	7,27	4,47	11,61	4,13
Rb	19	20	44	52	48	95	34
Cs	0,23	0,20	0,52	0,53	0,60	1,08	0,34
Ba	350	361	638	828	641	999	556
Sr	832	896	1265	1241	1155	1443	1296
Tl	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05	0,09	0,03
Ga	19	20	23	26	23	29	23
Li	5,26	6,31	8,06	9,09	8,67	14,13	6,97
Be	1,51	2,00	2,80	3,15	2,59	4,42	2,54
Ta	3,41	3,44	6,42	7,58	4,98	8,37	5,26
Nb	59	60	108	139	94	183	97
Hf	4,90	5,14	7,96	9,14	6,58	10,92	6,93
Zr	207	216	358	432	315	544	340
Y	27	28	39	40	32	34	37
Th	4,14	4,48	8,13	12,24	7,84	21,18	7,76
U	1,07	1,24	2,11	3,74	2,07	8,32	2,11
La	54,62	57,16	92,65	114,44	75,53	146,08	92,69
Ce	111,99	117,03	183,09	206,54	143,64	231,82	180,89
Pr	13,23	13,90	21,09	22,01	16,25	23,26	20,78
Nd	53,25	55,46	80,18	80,44	62,66	77,83	78,92

Tabla 5.1 (Cont.).-Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando acantilado (coladas basálticas)

Nº Muestra	4	9	13	14	15	19	118
Sm	10,46	10,65	14,85	14,54	11,05	12,68	14,97
Eu	3,07	3,25	4,31	4,20	3,36	3,78	4,22
Gd	8,97	9,02	12,49	12,46	9,48	9,97	12,23
Tb	1,20	1,22	1,64	1,68	1,29	1,37	1,58
Dy	6,07	6,13	8,23	8,48	6,11	6,70	7,72
Ho	1,05	1,10	1,48	1,51	1,15	1,19	1,35
Er	2,33	2,47	3,52	3,68	2,69	3,11	3,02
Tm	0,33	0,32	0,50	0,51	0,35	0,44	0,42
Yb	1,66	1,81	2,74	2,77	2,16	2,59	2,21
Lu	0,25	0,25	0,38	0,44	0,30	0,37	0,32
Q	0	0	0	0	0	0	0
Or	5,44	4,96	10,99	10,7	8,92	14,36	10,4
Ab	19,34	16,07	19,79	35,98	23,96	29,33	11,71
An	16,81	17,81	14,14	16,54	16,12	8,08	12,25
Ne	3,55	5,05	11,28	7,78	7,05	14,32	16,02
Di	18,97	21,77	21,85	9,5	17,96	17,67	26,32
Hy	0	0	0	0	0	0	0
Ol	23,24	17,8	6,68	6,17	9,85	2,49	4,47
Mt	5,41	7,96	6,15	5,29	8,1	6,23	5,07
Il	4,67	6,06	6,25	5,24	6,13	4,84	6,59
Hem	0	0	0	0	0	0	4,84
Ap	1,81	1,83	2,5	2,48	1,88	1,78	2,97
ID	28,33	26,08	42,06	54,46	39,94	58,01	38,14
IAIk	1,46	1,41	1,73	1,9	1,66	2,24	1,71
IP	0,49	0,47	0,66	0,66	0,6	0,82	0,69
FEMG	0,2	0,13	0,2	0,21	0,11	0,15	0
Mg #	66,74	64,11	52,09	46,33	56,32	46,16	55,71

4. Basanita.- Colada temprana de Cumbre Vieja. MAGNA
9. Basanita.- Lavas de Cumbre Vieja apoyandose en el barranco de Torres. MAGNA
13. Tefrita. Lavas de Montaña Cosme (los Chumasquinos). MAGNA
14. Tefri-Fonolita/Traqui-Basalto. Cantil de El Puertito de Tugalate. Lavas pahoe-hoe de Monte de Luna. MAGNA
15. Tefrita/Traqui-Basalto. Lava del cantil Puerto Tugalate (80 m). Playa del Rio. MAGNA
19. Tefri-Fonolita. Lavas de los Llanos de Tazacorte, cantil de Tazacorte. MAGNA
118. Bsn/Tfr. Acantilado Teneguia. MAGNA

Tabla 5.2.-Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando acantilado (Domos y Coladas)

Nº Muestra	7	8	26	41	62	168	276	278
SiO ₂	57,00	55,10	55,10	54,65	49,24	55,04	55,47	58,15
TiO ₂	1,23	1,32	1,64	1,59	2,42	1,41	1,03	0,22
Al ₂ O ₃	18,86	20,78	19,60	18,48	18,20	20,54	21,52	22,87
Fe ₂ O ₃	1,36	3,21	1,72	4,13	3,57	3,49	3,24	1,70
FeO	1,99	1,77	3,30	2,19	4,67	1,97	1,27	0,77
MnO	0,14	0,17	0,18	0,19	0,21	0,17	0,16	0,14
MgO	1,50	1,07	1,68	2,01	2,90	1,33	0,86	0,41
CaO	3,96	3,91	5,35	6,21	6,83	3,87	2,90	1,10
Na ₂ O	8,68	7,97	7,30	6,54	6,72	7,61	8,48	8,77
K ₂ O	4,21	4,40	3,25	2,51	3,62	4,20	4,84	5,64
P ₂ O ₅	0,28	0,30	0,38	0,58	0,81	0,37	0,23	0,54
H ₂ O+CO ₂	0,29	0,54	0,26	0,34	0,03	0,59	0,84	0,87
Cr	21	9	12	11	16	8	18	10
Ni	0	2	7	3	13	0	8	1
Co	9	6	9	11	17	8	6	1
Sc	4	2	3	4	7	4	3	2
V	102	73	110	131	176	82	75	23
Cu	19	9	11	10	25	14	12	3
Pb	27	15	18	12	16	22	23	18
Zn	87	106	101	105	113	99	95	70
Sn	3,03	1,17	3,06	1,53	3,03	2,26	2,88	2,36
Mo	9,81	8,57	9,24	7,63	6,93	12,63	13,15	11,79
Rb	149	128	103	85	97	127	113	233
Cs	1,38	1,46	1,60	1,10	1,42	1,91	2,05	2,77
Ba	1185	1273	1071	1063	982	1225	1451	89
Sr	1487	1104	1567	1708	1532	1749	1716	59
Tl	0,22	0,13	0,10	0,04	0,07	0,16	0,94	0,34
Ga	33	29	28	26	28	31	37	41
Li	17,93	20,74	18,41	15,45	17,32	19,60	20,59	17,10
Be	8,49	6,32	5,53	5,09	5,14	6,89	10,59	16,40
Ta	6,42	5,10	9,21	6,51	9,24	8,84	6,41	3,24
Nb	195	138	191	143	187	219	235	178
Hf	14,79	12,74	9,82	10,19	10,64	14,90	17,32	23,37
Zr	807	683	543	516	569	837	1006	1247
Y	26	24	35	34	37	33	25	14
Wo	2,42	0,89	0	0	0	0	0,25	0
Ol	0	0	0,98	0,13	1,22	0,48	0	0,17
Ac	0	0	0	0	0	0	0	0
Mt	1,97	2,43	2,49	3,07	5,18	2,82	1,63	2,3
Il	2,34	2,51	3,11	3,02	4,6	2,68	1,96	0,42
Hem	0	1,53	0	2,01	0	1,55	2,12	0,11
Ap	0,65	0,7	0,88	1,34	1,88	0,86	0,53	1,25
ID	82,28	78,27	70,41	65,45	61,72	76,46	82,54	92,18
IAIk	3,6	3,01	2,47	2,16	2,41	2,87	3,4	4,01
IP	1	0,86	0,79	0,73	0,82	0,83	0,89	0,9
FEMG	0,13	0	0,29	0	0,18	0	0	0
Mg #	48,56	31,72	41,21	40,77	42,66	34,49	29,36	8,08
Th	37,62	22,10	24,17	21,47	22,54	32,70	40,32	33,80
U	9,98	6,47	6,49	6,06	6,02	9,11	17,79	13,62

Tabla 5.2 (Cont.).- Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando acantilado (Domas y Coladas)

N° Muestra	7	8	26	41	62	168	276	278
La	142,60	122,92	128,96	138,36	124,79	163,11	152,57	128,01
Ce	208,69	182,74	211,54	228,49	215,81	242,61	210,98	132,00
Pr	18,61	16,45	21,39	23,12	22,78	22,13	18,71	8,84
Nd	56,43	49,83	70,49	77,15	77,88	67,87	55,30	20,53
Sm	8,35	7,31	11,23	11,81	12,82	9,81	7,67	2,21
Eu	2,41	2,23	3,47	3,49	3,87	2,83	2,11	0,53
Gd	7,09	5,71	8,99	9,48	10,63	8,13	6,09	1,92
Tb	0,95	0,82	1,25	1,26	1,43	1,12	0,83	0,31
Dy	4,94	4,24	6,55	6,38	7,02	5,81	4,04	1,83
Ho	0,90	0,88	1,24	1,21	1,32	1,06	0,81	0,39
Er	2,33	2,41	3,07	3,16	3,24	2,89	2,20	1,35
Tm	0,40	0,36	0,45	0,46	0,46	0,45	0,38	0,26
Yb	2,29	2,48	2,83	2,88	2,75	2,58	2,30	1,87
Lu	0,36	0,38	0,39	0,41	0,39	0,43	0,35	0,34
Q	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	24,88	26	19,21	14,83	21,39	24,82	28,6	33,33
Ab	38,43	34,33	38,72	45,03	20,77	36,57	32,87	40,7
An	0,07	7,93	11,12	13,66	8,81	9,48	6,36	1,93
Ne	18,97	17,94	12,49	5,59	19,55	15,08	21,06	18,15
C	0	0	0	0	0	0	0	1,63
Di	9,49	5,75	10,5	10,4	15,8	5,68	4,62	0
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0
Wo	2,42	0,89	0	0	0	0	0,25	0
Ol	0	0	0,98	0,13	1,22	0,48	0	0,17
Ac	0	0	0	0	0	0	0	0
Mt	1,97	2,43	2,49	3,07	5,18	2,82	1,63	2,3
Il	2,34	2,51	3,11	3,02	4,6	2,68	1,96	0,42
Hem	0	1,53	0	2,01	0	1,55	2,12	0,11
Ap	0,65	0,7	0,88	1,34	1,88	0,86	0,53	1,25
ID	82,28	78,27	70,41	65,45	61,72	76,46	82,54	92,18
IAIk	3,6	3,01	2,47	2,16	2,41	2,87	3,4	4,01
IP	1	0,86	0,79	0,73	0,82	0,83	0,89	0,9
FEMG	0,13	0	0,29	0	0,18	0	0	0
Mg #	48,56	31,72	41,21	40,77	42,66	34,49	29,36	8,08

7. Fonolita. Domo Doña Maria. MAGNA
8. Fonolita máfica. Colada-domo, Roque de Fuente Pino de La Virgen. MAGNA
26. Traqui-Fonolita máfica. Domo-colada Don Mendo. MAGNA
41. Fonolita máfica. Colada fonolítica procedente del Domo de los Campanarios. MAGNA
62. Tefri-Fonolita del Cabrito. MAGNA
168. Fonolita máfica. Pitón Niquiomo. MAGNA
276. Fonolita. Pitón Teneguia. MAGNA
278. Fonolita. Montaña Enrique. MAGNA

Tabla 5.3.- Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando acantilado (Extrusiones Sáficas)

Nº Muestra	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	54,60	54,68	54,80	54,91	54,68	55,33	55,41	55,77	56,02	56,63
TiO ₂	0,85	0,92	0,86	0,95	1,13	1,19	1,14	1,09	0,75	0,79
Al ₂ O ₃	20,39	19,75	20,52	20,13	19,49	19,75	19,95	20,00	20,39	20,44
Fe ₂ O ₃	2,73	2,71	2,84	2,96	3,01	2,57	3,88	2,77	2,46	1,70
FeO	1,40	1,43	1,35	1,35	1,67	2,48	1,05	2,04	1,21	2,00
MnO	0,14	0,14	0,15	0,14	0,16	0,17	0,17	0,17	0,16	0,15
MgO	1,21	0,74	1,27	0,70	1,31	1,29	1,29	1,18	0,84	0,72
CaO	3,22	3,03	3,28	3,47	4,14	4,11	4,02	4,11	3,03	3,06
Na ₂ O	8,50	10,35	8,62	9,75	9,11	8,73	8,46	8,38	9,22	9,22
K ₂ O	4,73	4,53	4,80	4,69	3,85	3,99	4,06	3,85	4,68	4,63
P ₂ O ₅	0,26	0,20	0,25	0,21	0,34	0,34	0,34	0,33	0,19	0,21
H ₂ O+C O ₂	1,76	0,42	0,58	0,22	0,22	0,17	0,19	0,18	0,41	0,20
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	27,95	26,77	28,37	27,72	22,75	23,58	23,99	22,75	27,66	27,36
Ab	31,36	23,59	30,52	27,12	35,29	35,56	36,55	39,02	34,71	35,47
An	3,51	0	3,12	0	0,92	2,92	4,47	5,59	0,43	0,71
Ne	21,98	28,6	22,98	27,26	22,64	20,75	18,98	17,28	23,46	23,05
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	6,5	6,55	6,82	3,76	7,04	8,4	6,93	6,34	4,51	6,2
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Wo	1,01	2,4	1,15	4,6	3,49	1,96	1,82	1,88	3,16	2,3
Ol	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ac	0	7,84	0	4,46	0	0	0	0	0	0
Mt	2,51	0	2,35	2,05	2,63	3,73	0,63	3,97	2,25	2,46
Il	1,61	1,75	1,63	1,8	2,15	2,26	2,17	2,07	1,42	1,5
Hem	1	0	1,22	0	1,2	0	3,44	0,03	0,91	0
Ap	0,6	0,46	0,58	0,49	0,79	0,79	0,79	0,76	0,44	0,49
ID	81,29	78,95	81,87	82,09	80,69	79,9	79,52	79,05	85,83	85,88
IAIk	3,55	4,77	3,59	4,15	3,43	3,28	3,19	3,06	3,92	3,87
IP	0,94	1,11	0,94	1,05	0,98	0,95	0,92	0,9	0,99	0,99
FEMG	0	0,36	0	0	0	0,16	0	0	0	0,35
Mq #	38,82	27,9	39,68	26,08	37,7	35,25	36,49	34,49	33,17	29,21

14. Fonolita. Roque Teneguía. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

15. Fonolita. Roque Teneguía. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

16. Fonolita. Roque Teneguía. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

17. Fonolita. Roque Teneguía. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

18. Fonolita máfica. Mña Pija HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

19. Fonolita máfica. Mña Pija HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

20. Fonolita máfica/Fonolita. Mña Pija. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

21. Fonolita máfica. Mña Pija. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

22. Fonolita. Roque Fuentes. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

23. Fonolita. Roque Fuentes. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

Tabla 5.3 (Cont.).- Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando acantilado (Extrusiones Sáficas)

Nº Muestra	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO ₂	57,12	53,35	55,01	55,22	55,24	55,95	52,19	52,42	54,30	55,01
TiO ₂	0,78	1,26	1,24	1,21	1,39	1,28	1,66	1,66	1,26	0,98
Al ₂ O ₃	20,31	19,24	19,32	19,20	19,11	18,86	18,14	18,73	19,06	20,18
Fe ₂ O ₃	2,72	3,85	2,94	2,33	1,96	2,23	3,98	3,00	2,80	1,51
FeO	1,00	0,31	1,20	1,56	1,61	2,08	1,84	1,86	1,91	1,75
MnO	0,16	0,16	0,16	0,17	0,18	0,17	0,23	0,16	0,17	0,20
MgO	0,82	1,85	1,71	2,01	1,95	1,67	3,93	2,92	2,48	1,27
CaO	3,02	3,30	3,63	3,35	4,05	3,69	4,33	4,33	3,83	4,39
Na ₂ O	9,08	9,00	9,76	8,14	8,35	9,22	7,90	7,65	8,52	8,41
K ₂ O	4,61	4,47	4,40	4,16	4,04	4,43	3,95	4,21	4,40	3,85
P ₂ O ₅	0,22	0,49	0,41	0,40	0,39	0,53	1,03	0,73	0,53	0,22
H ₂ O+CO ₂	0,20	1,10	0,49	0,95	0,27	0,16	0,39	0,92	0,78	0,44
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	27,24	26,42	26	24,58	23,88	26,18	23,34	24,88	26	22,75
Ab	38,18	29,46	25,36	37,3	35,57	29,24	30,09	29,27	30,49	35,07
An	1,05	0	0	3,57	2,73	0	2,37	4,34	0,77	5,94
Ne	20,94	24,17	26,83	17,11	19,01	23,35	19,91	19,21	22,54	19,55
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	4,4	8,26	9,19	8,13	10,47	11,94	9,64	9,63	11,5	8,18
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Wo	2,86	0	1,47	0	0,57	0	0	0	0	1,72
Ol	0	0,54	0	0,87	0	0,02	3,73	1,97	0,59	0
Ac	0	1,83	6,79	0	0	4,99	0	0	0	0
Mt	1,48	0	0,8	2,08	1,75	0,73	1,87	1,71	3,06	2,19
Il	1,48	1	2,36	2,3	2,64	2,43	3,15	3,15	2,39	1,86
Hem	1,7	3,22	0,05	0,9	0,75	0	2,69	1,82	0,69	0
Ap	0,51	1,14	0,95	0,93	0,9	1,23	2,39	1,69	1,23	0,51
ID	86,36	80,05	78,19	78,99	78,45	78,77	73,35	73,36	79,03	77,37
Alk	3,84	3,97	4,22	3,4	3,3	4,07	3,23	3,12	3,59	2,99
IP	0,98	1,02	1,08	0,93	0,95	1,06	0,95	0,91	0,99	0,89
FEMG	0	0	0	0	0	0,23	0	0	0	0,15
Mg #	32,48	49,79	47,35	52,65	53,9	45,25	59,45	56,43	53,11	45,24

24. Fonolita. Roque Fuentes. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
 25. Fonolita. Roque Niquiamo. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
 26. Fonolita. Roque Niquiamo. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
 27. Fonolita máfica. Roque Niquiamo. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
 28. Fonolita máfica. Roque Niquiamo. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
 29. Fonolita. Roque Niquiamo. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
 30. Fonolita máfica. Laderas de Doña Maria. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
 31. Fonolita máfica. Laderas de Doña Maria. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
 32. Fonolita máfica. Laderas de Doña Maria. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
 33. Fonolita máfica. Laderas de Doña Maria. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

Tabla 5.3 (Cont.).- Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de la erupción formando ACANTILADO (EXTRUSIONES SÁLCAS)

Nº Muestra	34	35	36	37	38	39	40	41	42	50
SiO ₂	55,24	56,42	56,42	48,90	49,37	50,55	53,10	53,13	54,52	58,80
TiO ₂	1,24	0,90	0,89	2,71	2,68	2,27	2,03	1,88	1,80	0,28
Al ₂ O ₃	19,62	20,31	20,60	16,05	17,07	17,71	17,66	19,11	18,35	20,55
Fe ₂ O ₃	2,40	1,39	1,86	3,00	2,11	2,53	2,88	1,97	1,61	2,34
FeO	1,79	1,88	1,67	5,05	4,63	3,67	1,40	3,11	2,63	0,05
MnO	0,14	0,20	0,20	0,30	0,23	0,36	0,13	0,19	0,16	0,18
MgO	2,21	1,39	1,23	6,22	4,91	3,91	3,18	2,72	3,72	0,37
CaO	3,35	3,77	3,83	7,02	7,16	5,87	4,53	4,89	4,89	0,84
Na ₂ O	8,30	8,25	8,70	6,25	5,39	7,19	6,52	7,79	7,06	7,65
K ₂ O	4,47	3,90	3,95	2,67	3,03	3,46	3,70	3,66	3,58	5,50
P ₂ O ₅	0,52	0,36	0,38	0,74	0,79	0,67	0,61	0,54	0,61	0,03
H ₂ O+C O ₂	0,81	0,20	0,31	0,50	0,96	0,38	2,23	0,31	1,16	3,81
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	26,42	23,05	23,34	15,78	17,91	20,45	21,87	21,63	21,16	32,5
Ab	34,42	39,61	38,51	23,36	25,63	24,98	38,06	31,17	36,57	45,66
An	3,08	6,87	5,49	7,86	13,44	5,83	7,99	6,37	7,81	3,97
Ne	19,4	16,36	19,02	15,99	10,82	19,43	9,27	18,83	12,55	10,33
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,56
Di	7,9	7,6	7,42	17,54	13,46	14,96	7,28	11,39	9,79	0
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Wo	0	0	0,68	0	0	0	0	0	0	0
Ol	1,29	0,72	0	7,17	6,14	3,02	3,18	1,93	3,89	0,65
Ac	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mt	2,63	2,02	2,7	4,35	3,06	3,67	0	2,86	2,33	0
Il	2,36	1,71	1,69	5,15	5,09	4,31	3,23	3,57	3,42	0,49
Hem	0,58	0	0	0	0	0	2,88	0	0	2,34
Ap	1,2	0,83	0,88	1,71	1,83	1,55	1,41	1,25	1,41	0,07
ID	80,24	79,02	80,87	55,14	54,36	64,85	69,2	71,62	70,28	88,5
IAlk	3,5	3,04	3,15	2,26	2,07	2,65	2,71	2,82	2,69	4,19
IP	0,94	0,88	0,9	0,82	0,71	0,88	0,83	0,88	0,84	0,9
FEMG	0	0,21	0,1	0,12	0,15	0,11	0	0,13	0,06	0
Mg #	53,09	47,31	42,66	61,88	60,33	57,08	61,71	52,98	64,84	25,78

34. Fonolita máfica. Laderas de Doña Maria. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

35. Fonolita máfica. Laderas de Doña Maria. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

36. Fonolita. Laderas de Doña Maria. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

37. Tefri-Fonolita. El Cabrito. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

38. Tefri-Fonolita. El Cabrito. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

39. Fonolita máfica. Base de El Cabrito. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

40. Fonolita máfica. El Cabrito. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

41. Fonolita máfica. Base de El Cabrito. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

42. Fonolita máfica. El Cabrito. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

50. Fonolita-Traquítica. Mña Enrique. HAUSEN,(1969)

La proyección de estos datos analíticos en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.1) pone de manifiesto una aparente secuencia composicional, con un cierto solapamiento de las dos unidades integradas en las erupciones que forman los acantilados costeros. Dentro de las coladas basálticas (20), los términos más básicos (Mg# 64-67) corresponden a las más antiguas de Cumbre Vieja que se apoyan sobre el Barranco de Torres, correspondientes a basaltos olivínicos-piroxénicos poco diferenciados (ID=26-28). Algo más diferenciados (ID=38-42) son los materiales basálticos emitidos hacia la costa SE de la Hoja de El Pueblo y en los acantilados del Teneguía, que tipológicamente corresponden a basaltos piroxénicos con anfíboles. Estos, como es frecuente, se caracterizan por marcados procesos de inestabilidad. Por último los materiales más diferenciados (ID=55-58) corresponden a los basaltos anfibólicos del Cantil de Tazacorte y las coladas pahoe-hoe de Monte de Luna, en Tigalate.

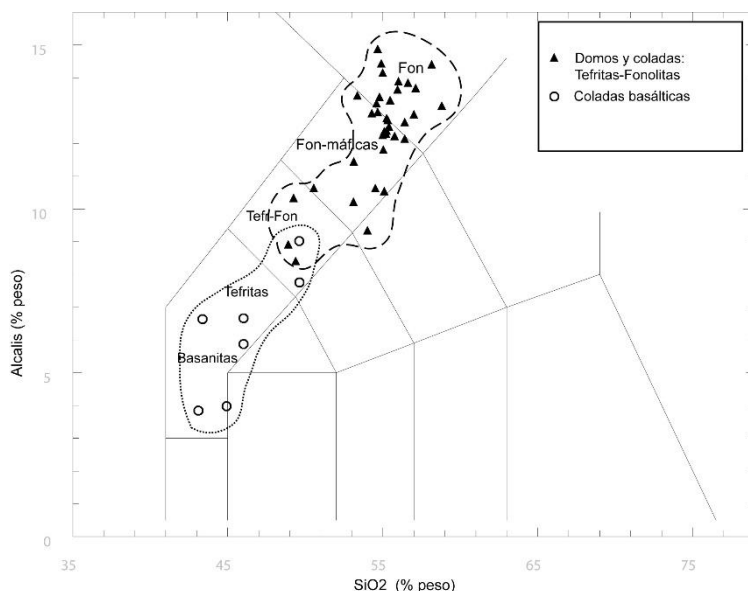


Fig. 5.1. Diagrama TAS de las erupciones formando acantilado.

Los materiales correspondientes a los domos y coladas (19) presentan una importante diversificación composicional, como fue puesto de manifiesto por Hernández-Pacheco y de la Nuez (1983): Geoquímicamente comprenden términos tefrí-fonolíticos, fonolitas máficas y fonolitas, aún cuando se observe un mayor agrupamiento proyectivo en los términos fonolíticos (Fig. 5.1).

Dentro de esta secuencia, los términos tefríticos máficos están relativamente menos diferenciados (ID=62-65). Corresponden a coladas del domo del Cabrito y Campanario, seguidos por los materiales de los afloramientos de Don Mendo, Roque Ni-

quiamo y Pino de la Virgen, correspondientes a fonolitas máficas-fonolitas, con índices de diferenciación medios (ID=70-78). Son los materiales fonolíticos correspondientes a los afloramientos de Mña. Enrique, Doña María y Roques del Teneguía los que presentan mayor grado de diferenciación (ID=82-83).

La confrontación conjunta de los datos analíticos correspondientes a la Unidad 19 (tefritas-fonolitas) y las coladas basálticas (Unidad 20) en el diagrama AFM (Fig. 5.15) configurarían una secuencia casi continua, en el supuesto de un posible carácter congénito.

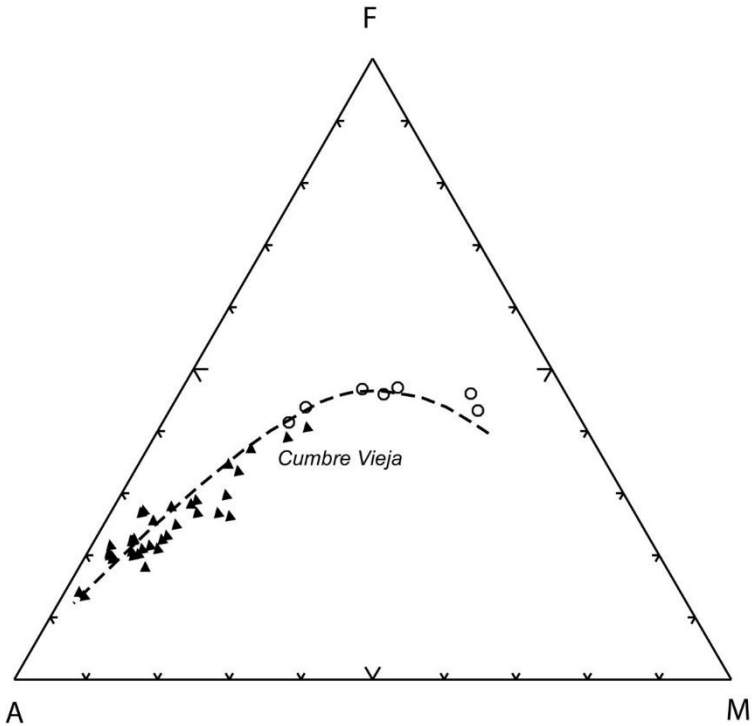


Fig. 5.2. Diagrama AFM de las erupciones formando acantilado. Símbolos como en la Fig. 5.1.

En el diagrama triangular, destacan los términos más básicos (Mg# 64-67), de composición relativamente más primaria y con un relativo continuismo hacia los términos más diferenciados, con incrementos notables de los índices de alcalinidad (IAIk 1.5-2.2). Estos valores que se solapan con los materiales tefríticos menos diferenciados (Roque del Cabrito), presentan incrementos progresivos de los índices de alcalinidad, hasta los de Mña. Enrique (IAIk~4) que supondrían los términos finales de un teórico proceso de diferenciación evolutiva, como ya fue propuesto por Hernández-Pacheco y de la Nuez (1983).

La proyección conjunta de todos los datos señala el predominio de los tipos fonolíticos-máficos y fonolíticos, con términos intermedios, quedando las fonolitas de Mña. Enrique como término más diferenciado.

De forma individual, estas variaciones pueden observarse en los diagramas de confrontación de los elementos mayoritarios frente a los contenidos en SiO_2 , como se indica en la (Fig. 5.16). Existe un claro incremento de los contenidos en álcalis (Na_2O y K_2O), así como de Al_2O_3 , que contrasta con los decrementos en los restantes óxidos mayoritarios – CaO , MgO , Fe_2O_3 total, TiO_2 – y algo menos pronunciada de P_2O_5 .

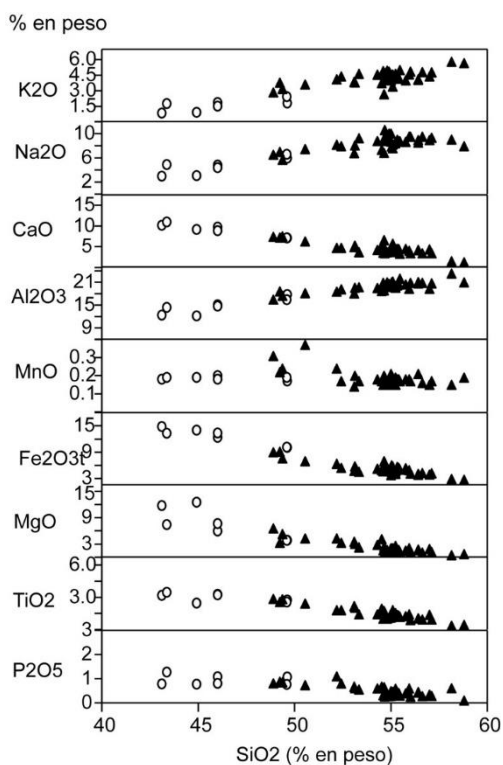


Fig. 5.3. Diagrama de variación de elementos mayores de las erupciones formando acantilado. Símbolos como en la Fig. 5.1.

Destaca una cierta dispersión de contenidos de MgO , en los términos más básicos de la Unidad [20], y un marcado solapamiento de los materiales basálticos con los tefri-fonolíticos, menos evolucionados (Roque del Cabrito), pero con cierta discontinuidad con los términos basaníticos.

Este aspecto se evidencia en el diagrama de la Fig. 5.4, donde se confrontan las

variaciones de relaciones $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO . Los materiales basáníticos máficos quedan perfectamente individualizados, mientras que los materiales basáníticos, algo más diferenciados, tienden a presentar un cierto decremento hacia los materiales fonolíticos, como respuesta a un proceso de fraccionación de clinopiroxenos. Los contenidos en componentes férrico-titaníferos presentan cierto paralelismo, con una señalada fraccionación a partir de valores de MgO menores del 6%, que afecta sólo a los materiales más diferenciados ($\text{ID} > 55$), y relativamente continuo hasta los términos más diferenciados.

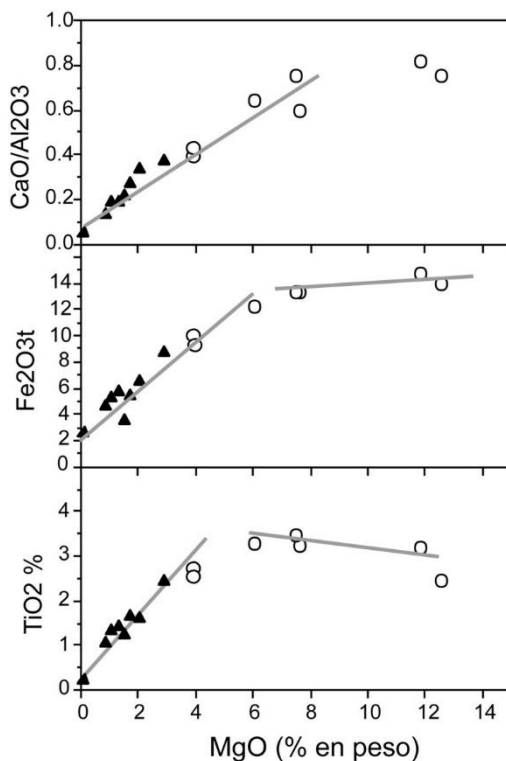


Fig. 5.4. Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones formando acantilado. Símbolos como en la Fig. 5.1.

En lo que respecta a las variaciones de los elementos traza, (Fig. 5.5), se observa que ambas formaciones presentan tendencias de variación que difieren en parte. Los elementos típicamente incompatibles –Ba, Nb, Zr, Rb– tienden a presentar correlaciones positivas para mayores contenidos en SiO_2 , en particular en lo referente a las forma-

ciones basálticas y a los términos tefrí-fonolíticos. Los términos fonolíticos, más evolucionados ($ID > 75$), presentan cierta tendencia al cambio, con un decremento en los contenidos en La, Ce, Ba, Y y Sr, consonancia de la posible segregación de algunas fases minerales como plagioclasa, apatito etc. Los elementos compatibles como el Cr y Ni presentan fuertes decrementos, más acentuados en los materiales basálticos de la formación acantilado, en relación con la fraccionación de olivinos y clinopiroxenos, hasta alcanzar valores mínimos en los materiales tefrí-fonolíticos correspondientes a las intrusiones fonolíticas.

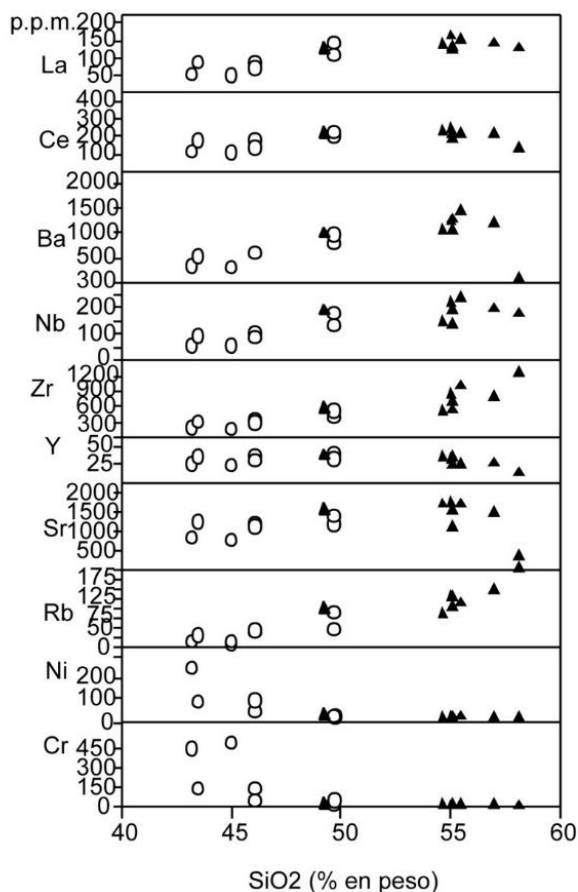


Fig. 5.5. Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones formando acantilado. Símbolos como en la Fig. 5.1.

Esta diversidad evolutiva se evidencia en los diagramas de concentración de Tierras Raras normalizadas (REE / Condritas) referentes a los materiales basálticos (Unidad 20) y a las intrusiones fonolíticas (Unidad 19). Los materiales lávicos de los acantilados costeros (Fig. 5.6 A) presentan progresivos enriquecimientos en REE, desde los términos más básicos hacia los relativamente evolucionados, lo que se refleja por la variación de relaciones (La/Yb 32-56). Esta tendencia queda reflejada por las variaciones observadas en los enriquecimientos en REE ligeras (La/Sm 5.2-6.8) y de REE pesadas (Sm/Yb 5.1-6.8), a excepción de los términos tefri-fonolíticos cuyos valores (La/Sm 7.9-11.5) y (Sm/Yb 4.9-5.3), tienden semejarse a los de las intrusiones fonolíticas.

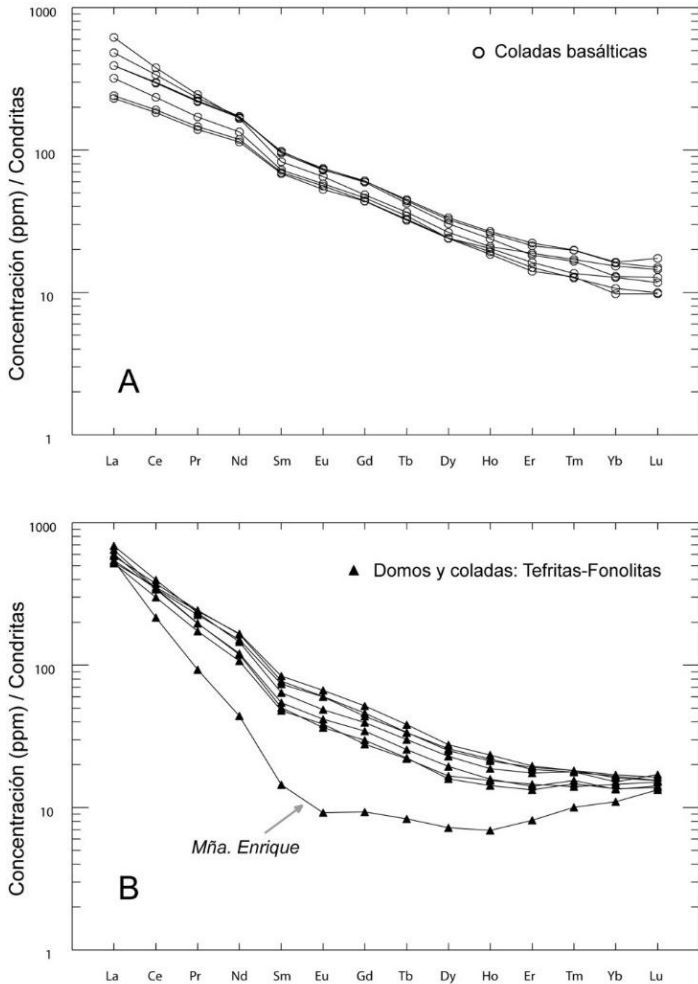


Fig. 5.6. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones formando acantilado.

Los materiales correspondientes a las intrusiones y coladas tefri-fonolíticas presentan pautas diversas (Fig. 5.6 B). Globalmente presentan relaciones (La/Yb 45-68.6) con rango de valores muy elevados con relación a los observados para los afloramientos basálticos. Sin embargo, ello responde en parte a las diferencias muy notables para el tramo superior de REE ligeras (La/Sm 9.7-57.9), que responden a un marcado y progresivo decremento en contenidos en REE del tramo medio, que asimismo se refleja por los valores contrapuestos de (Sm/Yb 4.7-1.18), inferiores a los determinados para los materiales basálticos. Estas variaciones son progresivas, correspondiendo el tramo superior a tefritas-fonolitas del Cabrito, Campanario y Don Mendo, con valores (La/Sm 10-12), y tendencias próximas a los términos más evolucionados de la unidad basáltica. El decremento continúa hacia los términos fonolíticos de Doña Maria, Niquiamo y Roque Teneguía, con relaciones (La/Sm 17-20). Se alcanzan valores extremos (La/Sm ~ 58) en los materiales fonolíticos-traquíticos de Montaña Enrique, deflexión que es asimismo acompañada por una marcada anomalía de Eu, en relación con posible fraccionación de plagioclasa. Otro parámetro indicativo es la marcada anomalía, con incrementos de la relación U/Th (0.27-0.44) en toda la secuencia fonolítica, desde los términos máficos hacia los términos fonolíticos más evolucionados, enriquecimiento que sería consistente con la fraccionación de kaersutita y apatito, como ha sido indicado por Klügel y colaboradores (1999) para los términos fono-tefriticos de la erupción de 1949.

5.1.3. Erupciones formando plataforma costera: Petrología

5.1.3.1. Grupo volcánico Mña. Cabrera-Mña. Faro (21, 22)

Los materiales lávicos que constituyen esta formación se extienden desde los centros de emisión de Mña. Dioquén, Mña. Cabrera y Mña. del Faro, hasta la costa SO de esta Hoja aquí estudiada, y el extremo NO de la Hoja de Los Canarios.

El estudio petrológico de las muestras correspondientes a las diferentes coladas establece que los materiales emitidos corresponden a basaltos piroxénicos-anfibólicos y tefritas haüynicas como términos algo más evolucionados.

Basaltos piroxénicos-anfibólicos: Presentan texturas porfídicas, con un 30-39% de fenocristales en una matriz microcristalina vesicular. Son predominantes los cristales de augita, en secciones idiomorfas pardo-amarillentas, normalmente maclados y zonados con núcleos de egirina, y en muchos casos forman micro agregados radiales de augitas tabulares y minerales opacos. Los cristales de anfíbol presentan pleocroismo pardo rojizo a amarillento, algunos de mayor tamaño en secciones longitudinales, aunque predominan los mesocristales de menor tamaño, presentando en muchos casos bordes de reabsorción y aureolas de oxidación. Los cristales de olivino, minoritarios, aparecen en secciones xenomorfas, corroídos y con frecuentes aureolas de reacción de clinopiroxenos. Los minerales opacos se presentan en pequeñas secciones subidiomorfas, con algunos bordes corroídos y frecuentemente asociados a los minerales máficos. La matriz es bastante máfica, en la que se observan algunos microcristales aciculares de plagioclasa, clinopiroxenos en bastoncillos y opacos disseminados. En algunas muestras de las coladas del Pinar de Sotomayor se observa la presencia de inclusiones que corresponden a acumulados piroxénicos-anfibólicos, que engloban asimismo minerales opacos y escasos microcristales de olivino.

Tefritas haüynicas: Procedentes de las coladas de Mña. Cabrera y Mña. del Faro,

presentan texturas porfídicas seriadas, con fenocristales que no superan el 30%, soportados por una matriz pilotáxica fluidal. Los cristales de augita presentan secciones idiomorfas de tamaño medio, de color pardo-verdoso a amarillento en secciones zonadas, en coexistencia con cristales de egrina de núcleos pleocroicos verdosos, que pueden formar algunos pequeños agregados de microcristalinos. Los fenocristales de anfíbol se caracterizan por su fuerte pleocroismo pardo-rojizo, con frecuentes aureolas de oxidación, en secciones de tamaños seriados formando esporádicamente micro agregados y orientados según la dirección de flujo. Los fenocristales de plagioclasa son escasos, presentan secciones prismáticas macladas, en forma de cristales aislados de secciones tabulares macladas y en agregados de tipo xenomorfo. Los feldespatooides son cristales de haüyna azulados en pequeñas secciones subidiomorfas, presentan pequeños bordes de oxidación y también son visibles en forma de microcristales incluidos en los fenocristales de plagioclasa. Como minerales accesorios es frecuente la presencia de cristales de apatito, en secciones incluidas en los cristales de augita, y cristales aislados de esfena en secciones romboédricas. Los minerales opacos presentan algunas secciones subidiomorfas dispersas por la matriz de la roca. La matriz poco vesicular está constituida por microcristales aciculares de feldespato alcalino y sanidina, que forman un entramado fluidal entre los que se desarrollan clinopiroxenos poco cristalinos y opacos micropuntuales.

5.1.3.2. Erupciones de plataforma indiferenciadas

5.1.3.2.1. Centros eruptivos y depósitos hidromagmáticos (24)

Los materiales lávicos asociados a Montaña Goteras corresponden a basaltos olivínicos-piroxénicos-anfibólicos, con numerosos fenocristales máficos (38-42%) sobre una matriz hipocristalina vesicular, que confieren a la roca un aspecto heterocristalina. Los fenocristales de clinopiroxeno son los más frecuentes, se presentan en secciones idio-subidiomorfas de tonos pardo-amarillentos microzonados, en coexistencia con otros alotriomorfos de bordes corroídos, aun cuando conserven parte de su idiomorfismo primario. Numerosos fenocristales de anfíbol, en secciones subidiomorfas con fuerte pleocroismo de amarillo-dorado a pardo-rojizo. Algunas secciones conservan su idiomorfismo y con frecuencia se observan aureolas de oxidación, pero sin que lleguen a afectar significativamente a la totalidad del fenocristal. Los fenocristales de olivino son frecuentemente alotriomorfos de tipo xenomorfo, con aureolas de reacción de clinopiroxenos y anfíboles, que coexisten con microcristales de olivino idiomorfos. Los minerales opacos se presentan en manchas alotriomorfas aisladas o microcristales asociados a los restantes minerales máficos. La matriz algo vacuolar es heterogénea, variando de hipocristalina a vítrea, con escasos microcristales aciculares de feldespato, clinopiroxenos y opacos puntuales.

5.1.3.2.2. Coladas de lavas basálticas (25)

Esta formación ocupa importantes extensiones de materiales lávicos, que constituyen las plataformas costeras de gran parte del sur de la Isla de La Palma, como se ha descrito anteriormente.

Los materiales analizados de la costa este y la zona de cumbres de Cumbre Vieja son predominantemente basaltos olivínicos-piroxénicos y basaltos olivínicos-piroxénicos con anfíbol. Los de la costa oeste son asimismo materiales basaltitos, con características similares a los de la costa este, encuadrándose en tres tipologías: basaltos olivínicos-piroxénicos, basaltos olivínicos-piroxénicos con anfíbol y basaltos piroxénicos-

anfíbólicos. Los afloramientos de esta unidad que continúan hacia el sur en la Hoja de Los Canarios son mayoritariamente basaltos olivínico-piroxénicos.

Como síntesis, todos los materiales de esta unidad (25) se encuadran en las tipologías anteriormente indicadas, fundamentalmente basaltos olivínicos-piroxénicos y basaltos piroxénico-anfíbólicos

Basaltos olivínicos-piroxénicos: Son la tipología más frecuente. Presentan la típica textura porfídica seriada con numerosos fenocristales (38-55%) sobre una matriz microcristalina poco vesicular, con texturas más vacuolares en las de tipo hipocristalino. Los fenocristales de olivino presentan proporciones variables, en secciones seriadas típicamente idio-subidiomorfas, sin que se observen procesos de alteración, en coexistencia con cristales xenomorfos, corroídos, fracturados y con sombras de presión, en los que ocasionalmente se observan aureolas de reacción de clinopiroxenos. Los cristales de augita presentan el típico color pardo-amarillento, en secciones seriadas tabulares y basales microzonadas con escasos núcleos verdosos. Se observa una marcada tendencia a la formación de microagregados cristalinios de clinopiroxenos que engloban microcristales de olivino y minerales opacos, adquiriendo el aspecto de agregados radiales o glomeroblastos que pueden alcanzar más de 3 mm. Ocasionalmente se observan algunos cristales de plagioclasa en secciones tabulares macladas, sobre todo en las variedades más cristalinas. Los minerales opacos forman pequeñas secciones aisladas subidiomorfas o manchas alotriomorfas. La matriz está constituida por microcristales de plagioclasa, abundantes bastoncillos de clinopiroxenos y numerosos minerales opacos dispersos. En algunas muestras, como las del cantil de Playa Nueva, se observa la presencia de posibles ceolitas ocupando posiciones vacuolares.

Basaltos olivínicos-piroxénicos con anfíbol: Son relativamente frecuentes y se caracterizan por contener cantidades moderadas de anfíbol (3-9%), junto a la presencia de olivino y clinopiroxenos. Presentan procesos sistemáticos de reabsorción y oxidación de los cristales de anfíbol, proceso que en algunos casos afecta de forma generalizada a la casi totalidad de la muestra. Estas rocas basálticas presentan texturas porfídicas con fenocristales en proporciones variables sobre una matriz de microcristalina a hipocristalina algo vesicular. Los fenocristales de augita son predominantes, en secciones idio-subidiomorfas de tonos pardo-amarillentos, frecuentemente macladas y en secciones zonadas con núcleos de egiirina de pleocroismo verdoso. Los cristales de olivino, subordinado a los clinopiroxenos, presentan algunas secciones subidiomorfas, y otras redondeadas con bordes corroídos de aspecto xenomorfo, frecuentemente fracturados y sombras de presión. Los cristales de anfíbol se caracterizan por su fuerte pleocroismo de amarillo a pardo-rojizo, llegando a formar megacristales (4-8 mm), presentando típicos bordes corroídos y aureolas de reacción, con la presencia de frecuentes pseudomorfos, constituidos en su totalidad por microcristales incipientes de clinopiroxenos y opacos. Los minerales opacos se presentan en microcristales subidiomorfos a alotriomorfos y están frecuentemente asociados a clinopiroxenos. La matriz microcristalina está constituida por cristales tabulares de plagioclasa, bastoncillos de clinopiroxenos y opacos puntuales, y en las variedades más vesiculares, se observan pequeñas cristalizaciones de feldespatos o ceolitas que rellenan las vacuolas.

Basaltos piroxénicos-anfíbólicos: Difieren principalmente de la tipología anterior por presentar un bajo contenido en cristales de olivino y mayor contenido en fenocristales de anfíbol (> 10 %), con escasas aureolas de reabsorción de los cristales. Presentan típicas texturas porfídicas sobre una matriz hipocristalina bastante vesicular (8-

10%). Los cristales de anfíbol (tipo hornblenda) constituyen fenocristales idiomorfos, que de forma seriada llegan a formar microcristales. Se caracterizan por presentar pleocroismo intenso de marrón a amarillo pálido y no se observan procesos de oxidación importantes. Los fenocristales de augita son asimismo de tamaños seriados, incluyendo numerosos cristales de apatito, opacos y restos de anfíboles. Los cristales de olivino son escasos en secciones aisladas xenomorfas, frecuentemente rodeados por aureolas de clinopiroxenos y opacos. La matriz presenta diversidades texturales, variando de poco cristalina con zonas más vítreas (oscuras), a microcristalina (claras). Sin embargo la composición mineralógica es semejante, estando constituida por algunos cristales de plagioclasa, clinopiroxenos poco definidos y opacos en cristales puntuales.

5.1.4. Erupciones formando plataforma costera: Geoquímica

En esta formación volcánica se han integrado diversas unidades [22-23-24-25], cuyas características petrológicas han sido previamente establecidas. Los datos analíticos de las formaciones más representativas se presentan en la Tabla 5.4.

Su proyección en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.7) agrupa los materiales de plataforma indiferenciados (23 y 25) y los de Mña. Goteras (24) por su carácter predominantemente basanítico, con cierta dispersión proyectiva pero sin que se definan diferencias significativas. Los materiales lávicos de Mña. Dioquén y Mña. Cabrera-Mña. Faro (21 y 22) se proyectan en el campo tefrítico y tefri-fonolítico respectivamente, perfectamente definidos y en correspondencia con las características petrográficas anteriormente indicadas.

Tabla 5.4. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando plataforma costera

	Mña. Dioquen	Mña. Cabrera- Faro	Mña. Goteras	Coladas basálticas de Plataforma indiferenciadas					
Nº Muestra	2	112	264	36	66	84	113	143	265
SiO ₂	45,10	49,64	43,68	44,81	43,90	43,00	41,68	41,99	46,48
TiO ₂	3,09	2,34	3,53	3,27	3,61	3,39	3,46	3,58	3,65
Al ₂ O ₃	15,97	18,13	16,08	13,94	14,77	12,71	14,94	10,97	15,21
Fe ₂ O ₃	4,55	3,90	4,38	5,58	6,89	3,82	2,65	3,84	4,71
FeO	7,19	5,37	7,06	6,52	5,45	8,44	9,96	9,24	6,66
MnO	0,21	0,21	0,22	0,19	0,21	0,20	0,20	0,18	0,21
MgO	5,81	2,95	6,56	7,36	7,07	11,10	9,35	12,29	4,52
CaO	9,39	6,81	11,24	11,24	10,00	11,07	11,05	12,73	10,42
Na ₂ O	5,39	6,45	4,36	3,36	3,95	3,38	4,64	3,06	4,23
K ₂ O	2,18	2,78	1,98	1,93	2,15	1,67	1,96	1,48	1,93
P ₂ O ₅	0,97	0,85	0,91	0,84	1,02	0,80	0,94	0,89	1,02
H ₂ O+C O ₂	0,08	0,06	0,08	0,07	0,06	0,09	0,11	0,10	0,07
Cr	95	19	149	253	140	472	222	460	52
Ni	44	10	85	101	82	271	130	306	36
Co	32	20	40	44	39	54	46	58	26
Sc	15	9	22	25	22	27	27	28	13
V	254	191	301	320	310	317	345	331	213
Cu	46	28	72	88	65	162	91	92	52
Pb	6	11	4	5	6	4	8	4	3
Zn	122	135	124	114	126	109	267	124	71
Sn	4,18	2,83	2,93	1,95	4,54	3,53	2,52	2,82	0,00
Mo	8,03	6,94	5,11	4,19	5,48	3,68	3,20	4,12	2,67
Rb	61	89	49	41	55	38	43	29	29
Cs	0,82	1,70	0,59	0,53	0,64	0,46	0,51	0,34	0,12
Ba	777	977	651	573	708	534	583	477	373
Sr	1504	1776	1215	1109	1295	1009	1090	1007	665
Tl	0,05	0,06	0,02	0,04	0,05	0,03	0,05	0,03	0,02
Ga	25	28	23	22	24	20	23	21	15
Li	9,22	15,66	8,48	8,36	7,39	6,64	7,41	5,82	4,51
Be	3,40	6,08	3,11	2,76	2,63	2,48	2,61	2,28	1,83
Ta	7,31	7,30	5,84	4,83	6,35	4,55	5,10	4,57	3,54
Nb	132	154	109	86	121	84	98	83	66
Hf	8,90	10,41	7,21	7,70	8,30	6,47	6,83	6,31	4,69
Zr	440	548	346	337	389	294	332	284	235
Y	39	39	36	32	37	30	33	30	22
Th	11,46	16,42	9,09	8,11	10,57	7,73	7,74	6,75	5,66
U	3,46	5,32	2,33	2,13	3,05	1,96	2,16	1,96	1,62
La	108,66	127,48	90,43	77,87	112,73	76,83	81,55	74,05	56,43
Ce	206,66	221,23	169,08	151,78	208,09	147,83	156,61	144,33	191,44
Pr	22,76	23,64	18,91	17,93	22,73	16,71	17,58	16,36	12,26
Nd	84,19	83,15	70,87	69,91	84,72	62,75	66,93	63,77	46,06

Tabla 5.4. (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando plataforma costera

	Mña. Dioquen	Mña. Cabrera -Faro	Mña. Goteras	Coladas basálticas de Plataforma indiferenciadas					
Nº Muestra	2	112	264	36	66	84	113	143	265
Sm	14,57	14,34	13,11	12,60	15,11	11,75	12,39	12,26	7,97
Eu	4,26	3,94	3,79	3,69	4,23	3,44	3,54	3,46	2,31
Gd	12,33	11,19	11,32	10,27	12,54	9,96	10,48	10,29	6,98
Tb	1,63	1,54	1,48	1,38	1,60	1,31	1,34	1,34	0,90
Dy	8,20	7,47	6,96	6,63	7,88	6,54	6,57	6,48	4,57
Ho	1,48	1,33	1,26	1,21	1,40	1,16	1,18	1,13	0,79
Er	3,49	3,41	3,04	2,83	3,15	2,54	2,70	2,50	1,79
Tm	0,50	0,51	0,42	0,40	0,43	0,34	0,37	0,34	0,26
Yb	2,71	2,88	2,36	2,30	2,36	1,96	2,03	1,83	1,46
Lu	0,40	0,44	0,37	0,31	0,36	0,29	0,31	0,28	0,20
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	12,88	16,43	11,7	11,41	12,71	9,87	11,58	6,47	11,41
Ab	14,1	28,58	8,15	14,72	15,45	5,43	0,22	0	22,92
An	12,94	12,31	18,46	17,26	16,22	14,58	14,15	11,83	16,82
Ne	17,07	14,08	15,57	7,43	9,74	12,55	21,15	14,03	6,97
Di	21,87	12,84	24,96	26,03	20,8	27,99	27,36	36,3	22,46
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol	6,27	3,12	6	5,95	5,58	15,33	14,12	15,41	2,35
Mt	6,6	5,65	6,35	8,09	7,79	5,54	3,84	5,57	6,83
Il	5,87	4,44	6,7	6,21	6,86	6,44	6,57	6,8	6,93
Hem	0	0	0	0	1,52	0	0	0	0
Ap	2,25	1,97	2,11	1,95	2,36	1,85	2,18	2,06	2,36
ID	44,05	59,09	35,42	33,55	37,89	27,85	32,95	22,28	41,3
IAIk	1,85	2,18	1,6	1,53	1,65	1,54	1,68	1,47	1,63
IP	0,7	0,75	0,58	0,55	0,6	0,58	0,65	0,6	0,59
FEMG	0,2	0,25	0,15	0,09	0	0,16	0,24	0,17	0,15
Mg #	51,01	40,19	54,67	56,33	55,11	65,4	61,91	66,19	45,62

2. Tefrita. Montaña Dioquen. Punta del Banco. MAGNA
112. Tefri-Fonolita, Coladas tefríticas de Mña Cabrera y Mña del Faro. MAGNA
264. Basanita. Montaña Goteras. MAGNA
36. Bsn/Tefr. Lavas de los volcanes de las laderas del Gallo. MAGNA
66. Bsn/Tefr. Colada de los Valentines. MAGNA
84. Basanita. Lavas plataforma de la Serie volcánica de Cumbre Vieja. MAGNA
113. Basanitas. Coladas basálticas Montaña Pelada, del grupo volcánico Pelada-Dioquén. MAGNA
143. Basanitas. Coladas basálticas de las Erupciones de Plataforma indiferenciadas. MAGNA
265. Bsn/Tefr. Lava en la cantera de Mña Vento. Montes de Lagi. MAGNA

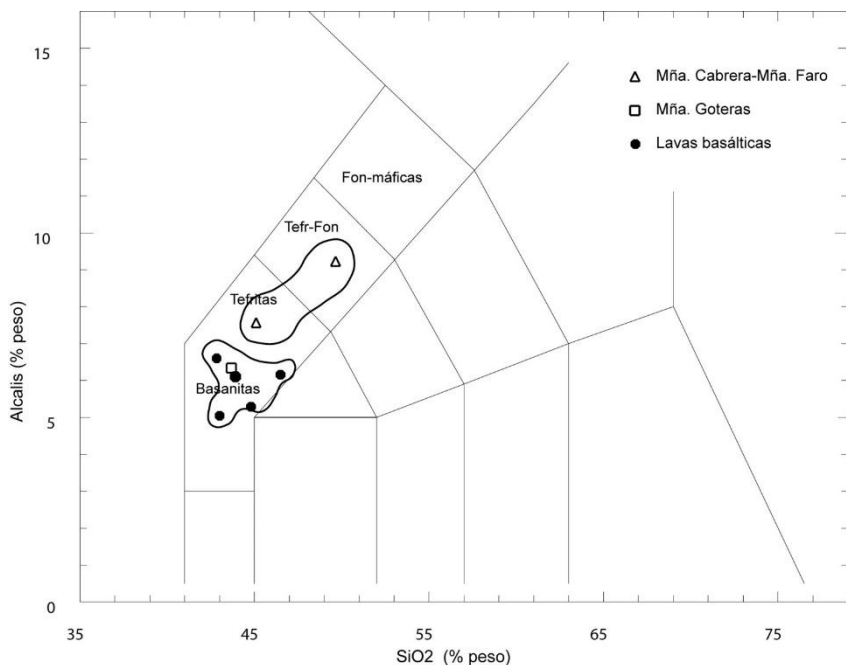


Fig. 5.7. Diagrama TAS de las erupciones formando plataforma.

Geoquímicamente, los materiales basálticos olivínicos-piroxénicos de plataforma indiferenciados varían desde términos basaníticos, que presentan un relativo carácter primario con $Mg\#$ (66-65), a basaltos piroxénicos algo más diferenciados y términos basálticos anfibólicos, como las coladas de las laderas del Gallo y los Valentines ($ID=34-41$), que geoquímicamente podrían considerarse como términos basaníticos próximos a tefritas. En esta misma tipología se podría incluir los materiales de Mña. Goteras ($ID=35$), coincidentes con los términos basaníticos más evolucionados. La tipología más diferenciada corresponde a las tefritas máficas de Mña. Diquén ($ID=44$) y a las tefri-fonolitas con hauyña de Mña. Cabrera y Mña. Faro ($ID=59$).

Esta secuencia geoquímica puede evidenciarse en el diagrama de variación AFM (Fig. 5.8), en el que se observa una posible secuencia desde el extremo máfico correspondiente a los materiales basálticos olivínicos-piroxénicos, más primarios, ($Mg\# > 60$), hacia los términos piroxénicos, con un incremento relativo de la componente férrica (F), siendo poco significativa su desviación hacia el componente alcalino (A). Los materiales de Mña. Goteras presentan características proyectivas prácticamente coincidentes con los términos basaníticos intermedios. Realmente sólo los materiales lávicos de Mña. Cabrera y Mña. Faro presentan un carácter evolutivo que pueda relacionarse con un incremento notable de la alcalinidad ($IAlk=1.8-2.2$).

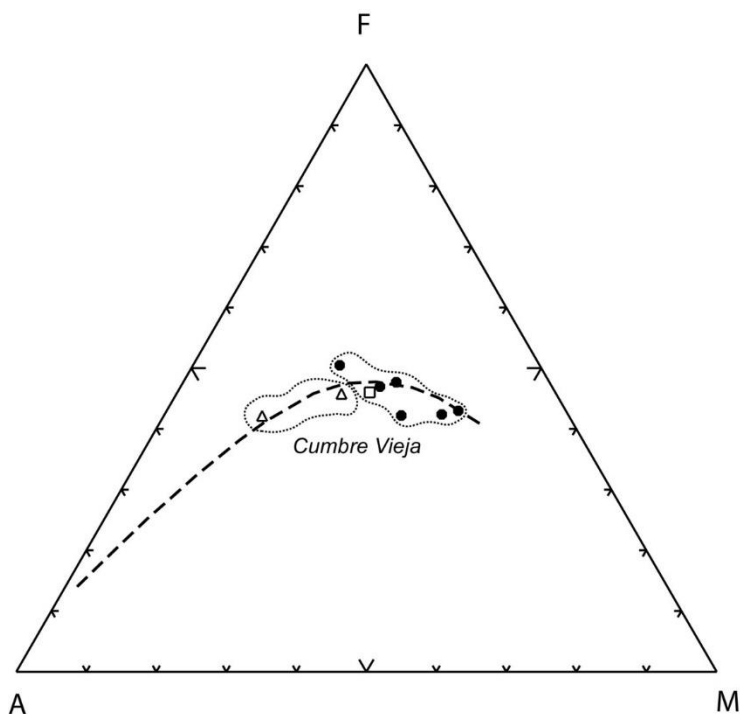


Fig. 5.8. Diagrama AFM de las erupciones formando plataforma. Símbolos como en la Fig. 5.7.

Estas diversidades se ponen de manifiesto en el diagrama de variación de los elementos mayoritarios en confrontación con sus contenidos de $\text{SiO}_2\%$ (Fig. 5.9). Como se ha puesto en evidencia en el diagrama TAS, existe una tendencia global al incremento de los contenidos en álcalis (K_2O y Na_2O) y de Al_2O_3 en relación con la sílice, que se contraponen con decrementos notables de CaO , Fe_2O_3 total y MgO . Los restantes óxidos mayoritarios (TiO_2 y P_2O_5) no presentan variaciones importantes, constituyendo los términos tefri-fonolíticos los más evolucionados de la secuencia.

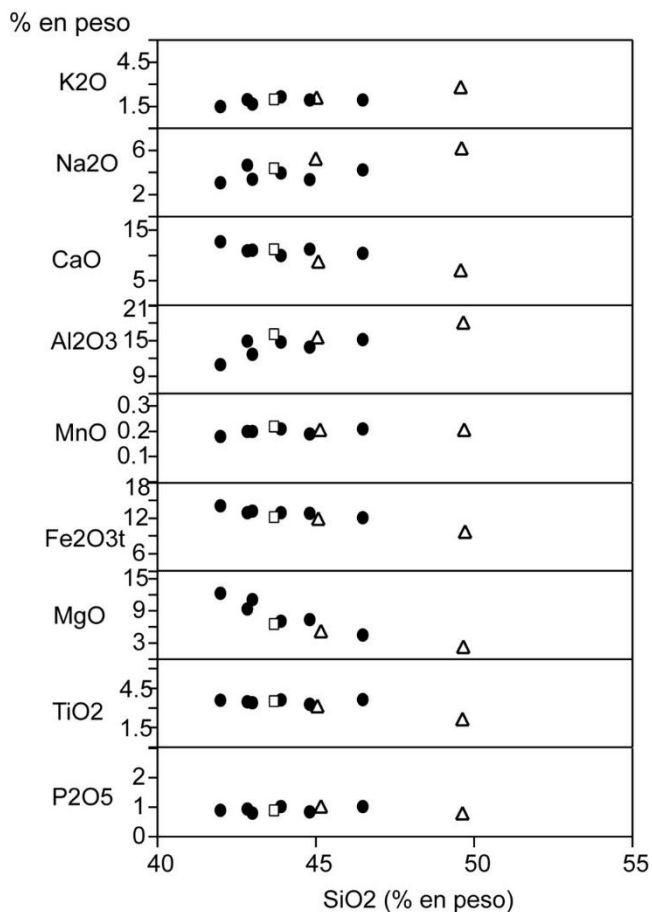


Fig. 5.9. Diagrama de variación de elementos mayores de las erupciones formando plataforma. Símbolos como en la Fig. 5.7.

Sin embargo las variaciones más significativas se ponen en evidencia en las relaciones de CaO/Al₂O₃, Fe₂O_{3t} y TiO₂ respecto al MgO, (Fig. 5.10). Se observa una posible correlación positiva entre las relaciones CaO/Al₂O₃ y el contenido en MgO, pero con una importante dispersión de valores para los términos basálticos de las lavas de plataforma indiferenciadas (25), indicación de que el proceso de fraccionación de clinopiroxenos está poco definido en esta parte de la secuencia. Esta tendencia se refleja asimismo en la fraccionación de óxidos de hierro y titanio, como reflejo de las variaciones de Fe₂O_{3t} y TiO₂ frente al MgO. Se observa

la escasa incidencia de los procesos de fraccionación en los materiales basaníticos, que contrasta con las caídas más pronunciadas en los materiales tefríticos de Mña. Dioquén a los tefri-fonolíticos de Mña. Cabrera y Mña. Faro.

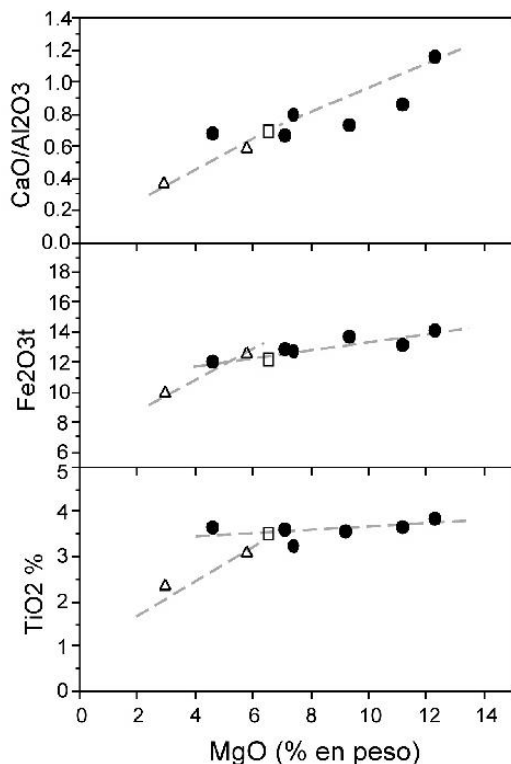


Fig. 5.10. Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones formando plataforma. Símbolos como en la Fig. 5.7.

Estas diferencias se reflejan asimismo en los diagramas de variación de los elementos minoritarios respecto a la sílice, (Fig. 5.11). En general los elementos compatibles como el Ni y el Cr presentan una importante dispersión para valores bajos de SiO_2 , aun cuando se observe una removilización de olivinos y clinopiroxenos hacia los términos basaníticos más evolucionados, que continúa con un fuerte decremento hacia los tefri-fonolíticos. Los contenidos en La, Ce y otros elementos incompatibles, como Ba, Nb, Zr, Sr, Rb, sólo presentan incrementos significativos en los materiales tefríticos y tefri-fonolíticos de Mña. Cabrera y Mña. Faro. En

los demás incluidos como de plataforma indiferenciados (25) no se aprecian estas tendencias e incluso llegan a presentar tendencias negativas en los términos más evolucionados, con valores de SiO_2 superiores al 44%. Esto podría deberse a procesos de removilización/cristalización de otras fases minerales como el anfíbol.

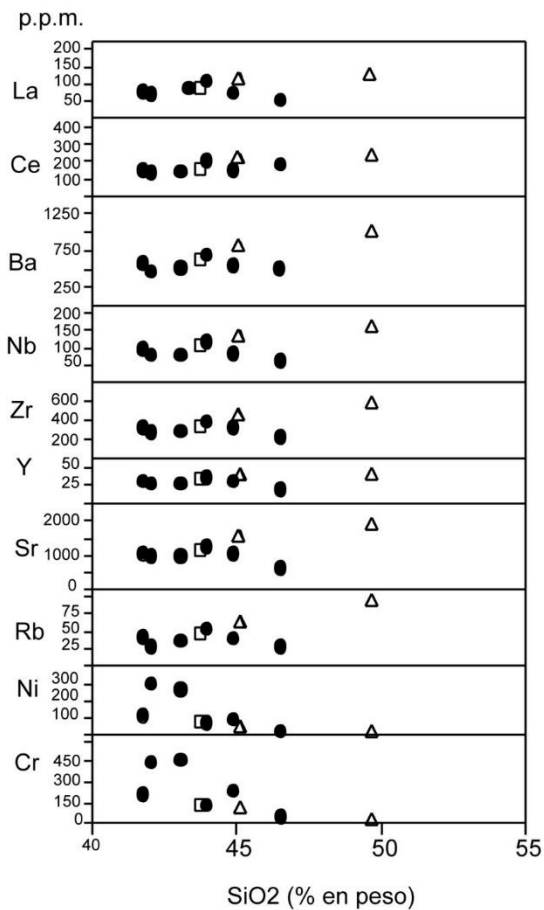


Fig. 5.11. Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones formando plataforma. Símbolos como en la Fig. 5.7.

En cuanto a las variaciones en Tierras Raras normalizadas (REE/Condritas), (Fig.5.12), se observa que los materiales tefríticos y tefri-fonolíticos de de Mña. Cabrera y Mña. Faro (22)

presentan los enriquecimientos más señalados, en contraposición con los materiales basálticos de las coladas de plataforma indiferenciadas, que presentan los valores más bajos, quedando en posición intermedia los materiales basálticos del centro eruptivo de Montaña Góteras. En conjunto, las tendencias son semejantes en toda la secuencia, con ausencia de anomalías significativas. En los materiales basaníticos se aprecian incrementos moderados en REE ligeras, desde los términos olivínicos-piroxénicos a los anfibólicos (La/Sm 6-7.5), con mayores valores relativos en los términos tefri-fonolíticos (La/Sm 7.5-9) y con enriquecimiento en HREE en el tramo inferior, que se solapan en el tramo medio con los valores de los materiales basálticos más evolucionados. En general, las variaciones parecen estar preferentemente relacionadas con procesos de fraccionación de clinopiroxenos y olivinos en los primeros estadios evolutivos de los materiales basaníticos y de anfíboles en las fases más evolucionadas.

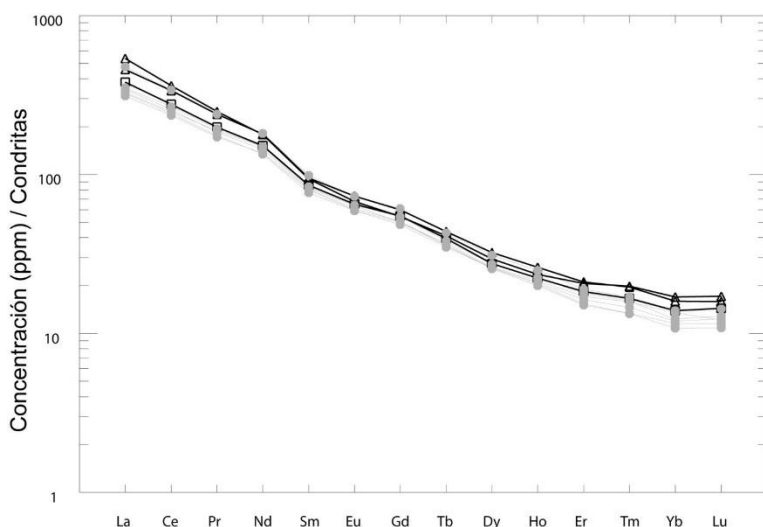


Fig. 5.12. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones formando plataforma. Símbolos como en la Fig. 5.7.

5.1.5. Erupciones recientes (Holoceno): Petrología

Las únicas coladas recientes que afloran en la hoja son las pertenecientes al Grupo Birigoyo-La Barquita, que aparecen en el sector centro-septentrional de la misma.

5.1.5.1. Grupo volcánico Birigoyo-La Barquita (29)

Los materiales lávicos emitidos por estos centros eruptivos corresponden a **basaltos piroxénicos** y **basaltos piroxénicos con anfíbol**.

Petrográficamente estos materiales basálticos presentan textura porfídica con escasos fenocristales (18-24%) sobre una matriz de aspecto traquitoide. Los fenocristales de clinopiroxeno varían desde términos augíticos de tonos pardos a augitas-egirínicas en secciones idiomorfas

de color verde y marcado pleocroismo. Los mesocristales de anfíbol presentan fuerte pleocroismo pardo-rojizo y marcadas aureolas de reabsorción, que en muchos casos conducen a su total destrucción. Los minerales opacos se presentan en pequeñas secciones subidiomorfas dispersas por la roca o localmente asociados a los clinopiroxenos. Como minerales accesorios se observan algunas secciones de apatito incluidos en los cristales de augita. La matriz está constituida por un entramado de listoncillos de feldespato, que encierran bastoncillos de clinopiroxeno y opacos.

5.1.6. Erupciones recientes (Holoceno): Geoquímica (Grupo Birigoyo-La Barquita)

Los datos analíticos correspondientes a esta unidad (29) se presentan en la Tabla 5.5, en la que se integran los datos del Nambroque de Hernández Pacheco y de la Nuez (1983) y los de Montaña Quemada (Hernández Pacheco y Valls, 1982). La proyección de la totalidad de los datos analíticos en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.13) señala el agrupamiento bien diferenciado de ambas formaciones, en clara referencia a sus características petrológicas. Los materiales basálticos olivínicos-piroxénicos del Volcán Martín y Mña. Quemada corresponden a términos basaníticos, mientras que los materiales lávicos de La Malforada y Nambroque se proyectan preferentemente en los campos fonolítico y fono-tefrítico máfico. Geoquímicamente, los materiales basaníticos del Volcán Martín y de Mña. Quemada presentan bajos grados de diferenciación (ID 26-34), relativamente poco evolucionados. Esta característica contrasta con las de las coladas tefri-fonolíticas de La Malforada y Nambroque, con elevados índices de diferenciación y un amplio rango (ID 59-87), máximo en los términos fonolíticos.

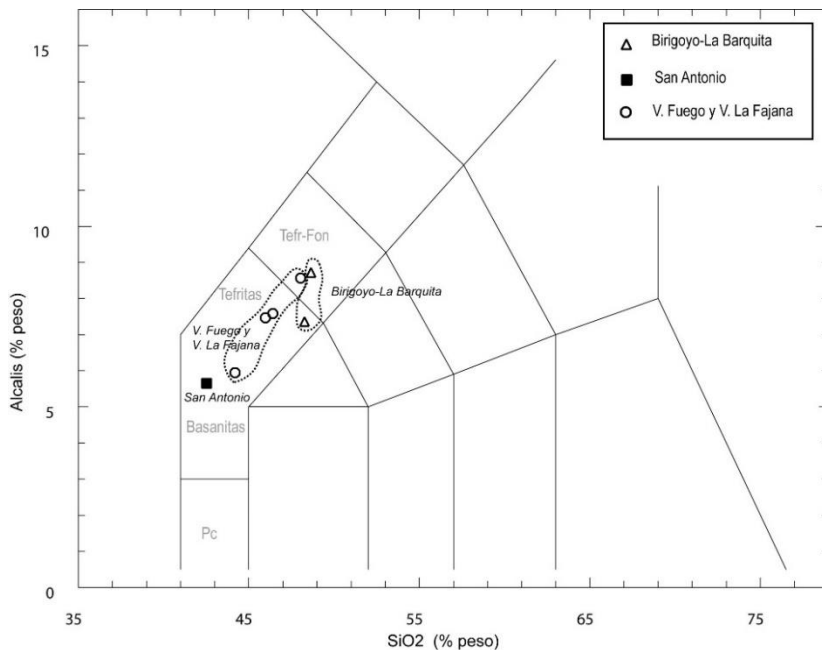


Fig. 5.13. Diagrama TAS de las erupciones prehistóricas.

Tabla 5.5. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones recientes

GRUPO BIRIGOYO-LA BARQUITA

Nº Muestra	37	279
SiO ₂	48,26	48,15
TiO ₂	2,70	2,97
Al ₂ O ₃	15,79	17,54
Fe ₂ O ₃	6,05	5,46
FeO	4,57	4,28
MnO	0,21	0,22
MgO	4,71	3,09
CaO	9,77	8,16
Na ₂ O	4,59	6,09
K ₂ O	2,36	2,47
P ₂ O ₅	1,20	1,57
H ₂ O+CO ₂	0,10	0,05
Cr	23	13
Ni	19	8
Co	30	22
Sc	15	9
V	258	209
Cu	45	26
Pb	6	9
Zn	134	146
Sn	2,67	3,45
Mo	4,10	6,33
Rb	59	77
Cs	0,76	1,29
Ba	748	884
Sr	1440	1629
Tl	0,05	0,06
Ga	26	29
Li	11,15	14,40
Be	3,53	5,91
Ta	7,03	7,37
Nb	125	153
Hf	9,42	10,68
Zr	417	530
Y	39	41
Th	10,85	12,67

Tabla 5.5 (Cont.) . Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones recientes

GRUPO BIRIGOYO-LA BARQUITA

Nº Muestra	37	279
U	3,61	4,44
La	99,90	118,70
Ce	186,62	211,29
Pr	21,51	23,06
Nd	82,25	85,65
Sm	14,73	15,28
Eu	4,42	4,32
Gd	12,12	12,08
Tb	1,64	1,65
Dy	8,18	7,61
Ho	1,48	1,40
Er	3,64	3,61
Tm	0,49	0,51
Yb	2,94	2,97
Lu	0,40	0,43
Q	0	0
Or	13,95	14,6
Ab	26,14	29,16
An	15,51	13,23
Ne	6,88	12,12
Di	19,55	13,23
Hy	0	0
Ol	1,87	1,09
Mt	7,59	5,9
Il	5,13	5,64
Hem	0,82	1,39
Ap	2,78	3,64
ID	46,97	55,88
IAIk	1,75	2
IP	0,64	0,72
FEMG	0	0
Mg #	48,75	40,47

37. Tefrita. Frente final de la lava del Birigoyo. MAGNA
279. Tefri-Fonolita. Lavas del Birigoyo. MAGNA

Esta diversificación se evidencia asimismo en el diagrama de variación AFM (Fig. 5.14), en el que los materiales basálticos del Volcán Martín y Mña. Quemada presentan altos valores de Mg# (52-59), sin una diversificación significativa. Una mayor dispersión de valores se observa en la proyección de los datos analíticos correspondientes a La Malforada y Nambroque, con un incremento continuo de la alcalinidad (IALK 2.1-2.6), con algunos términos fonolíticos aislados que presentan valores de alcalinidad extremos (IALK 2.7-3.5).

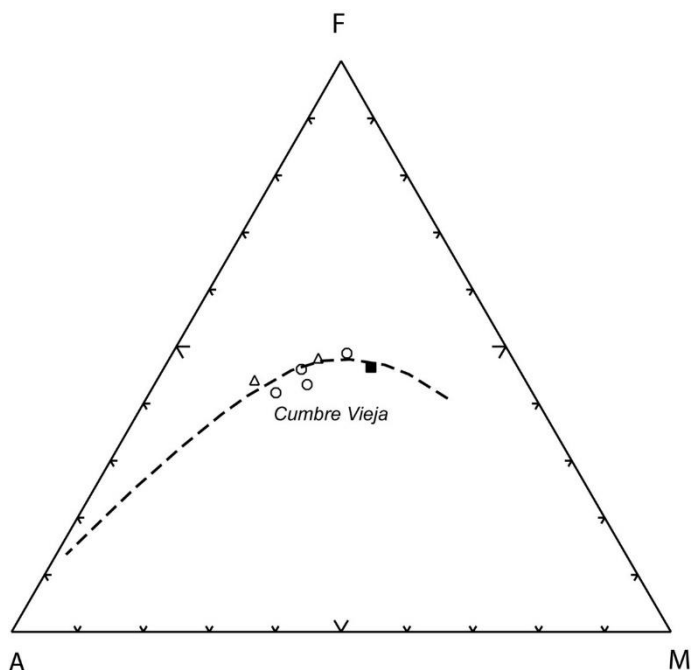


Fig. 5.14. Diagrama AFM de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.13.

Estas diversidades composicionales se evidencian en los diagramas de variación de elementos mayores frente a los contenidos relativos de SiO_2 (Fig., 5.15), donde se aprecia una marcada discontinuidad en sus tendencias evolutivas. Como es sistemático en la evolución de estas series volcánicas, se observa un incremento en los contenidos en álcalis (K_2O y Na_2O) y Al_2O_3 en correspondencia con mayores contenidos en SiO_2 , mientras que los restantes óxidos mayoritarios – MgO , Fe_2O_3 y TiO_2 – presentan correlaciones negativas, y moderadas en P_2O_5 en los términos tefri-fonolíticos. En general, las variaciones de las tendencias, tanto positivas como negativas, son siempre más señaladas en los materiales fonolíticos de La Malforada y Nambroque, y moderadas o poco señaladas en los materiales lávicos correspondientes al Volcán Martín y Mña. Quemada.

Esta diversidad de tendencias se evidencia asimismo en los diagramas de relación CaO/AlO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{t}$ y TiO_2 frente a los contenidos en MgO (Fig. 5.16). En todos los casos se observa que los materiales del Volcán Martín y Mña. Quemada presentan escasas variaciones, siendo éstas más señaladas en los materiales tefri-fonolíticos de La Malforada y Nambroque, donde los procesos de fraccionación de clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti son más significativos.

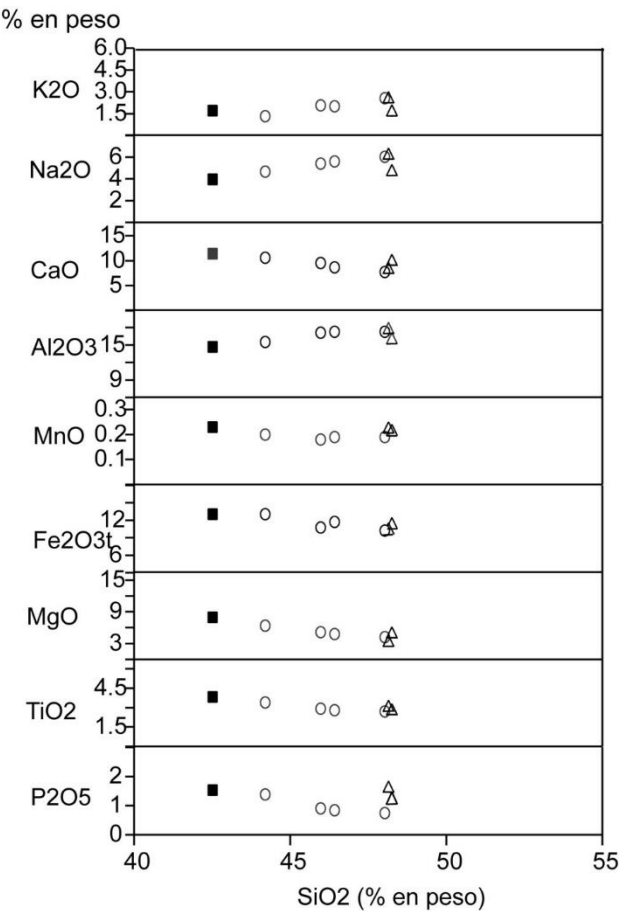


Fig.- 5.15. Diagrama de variación de elementos mayores de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.13.

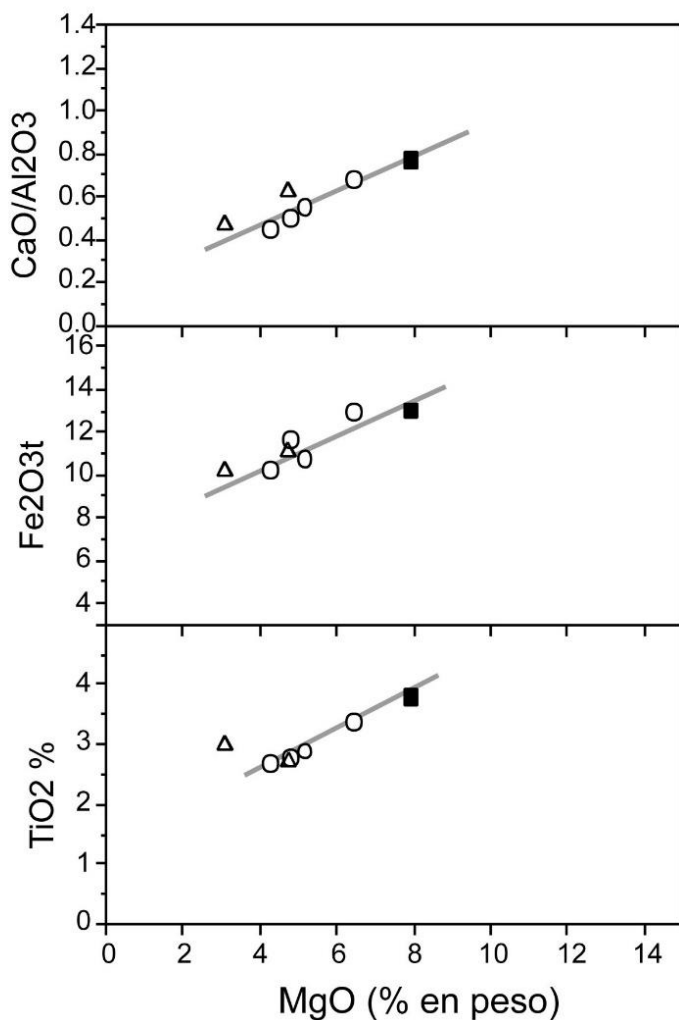


Fig. 5.16. Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.13.

Los diagramas de variación de los elementos menores frente al SiO_2 (Fig. 5.17) señalan que el contenido en elementos compatibles, como Ni y Cr, presenta pocas variaciones en los materiales del Volcán Martín y Mña. Quemada, siendo mínimos en La Malforada y Nambroque. Por el contrario todos los restantes elementos incompatibles –Ba, Nb, Zr, Sr y Rb– presentan

incrementos importantes hacia los términos tefri-fonolíticos, siendo éstos más moderados en los materiales basaníticos. Estos incrementos afectan asimismo a los contenidos en La y Ce.

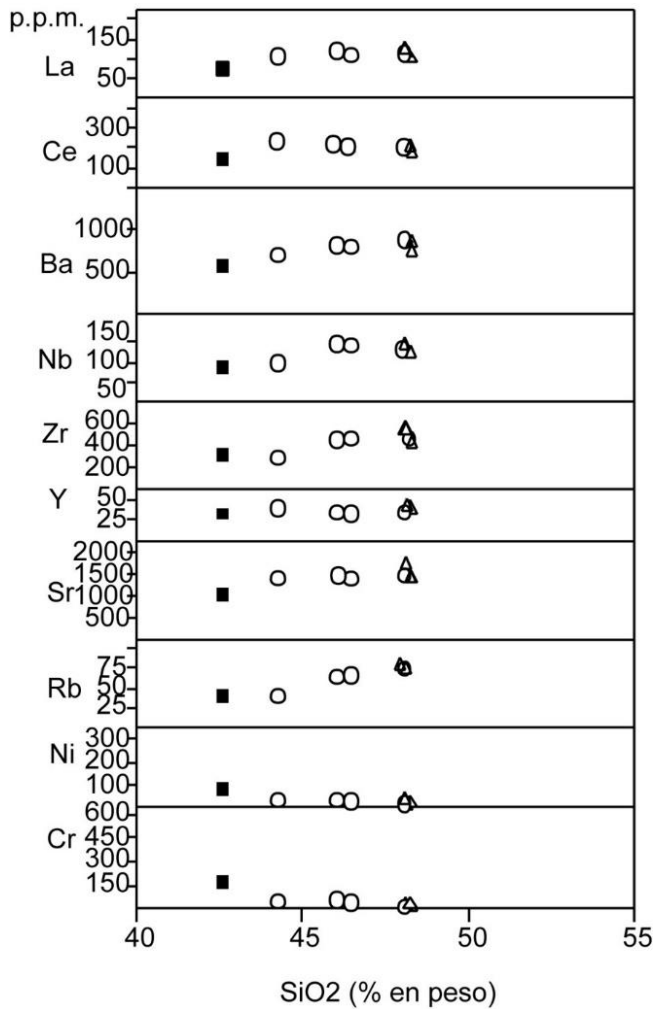


Fig. 5.17. Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.13.

Las tendencias descritas se hacen más evidentes en los diagramas de Tierras Raras normalizadas (REE/Condritas) de la Fig. 5.18, donde se evidencian tendencias evolutivas diferenciadas.

Los materiales basaníticos presentan valores relativamente bajos en REE ligeras (La/Sm 6.1-6.7) y pesadas (Sm/Yb 5.4-6.3), pero con una tendencia cóncava positiva en la zona media, y cierto incremento relativo de valores en Mña. Quemada (La/Yb=33) y en el Volcán Martín (La/Yb=41). Estos valores son inferiores a los observados en las tefri-fonolitas de La Malforada y Nambroque (La/Yb 46-49), con una importante decremento en el contenido de REE medias, posiblemente como respuesta a la fraccionación de otras fases minerales como anfíbol y apatito, lo que en su conjunto apoyaría la diversidad evolutiva de ambas formaciones.

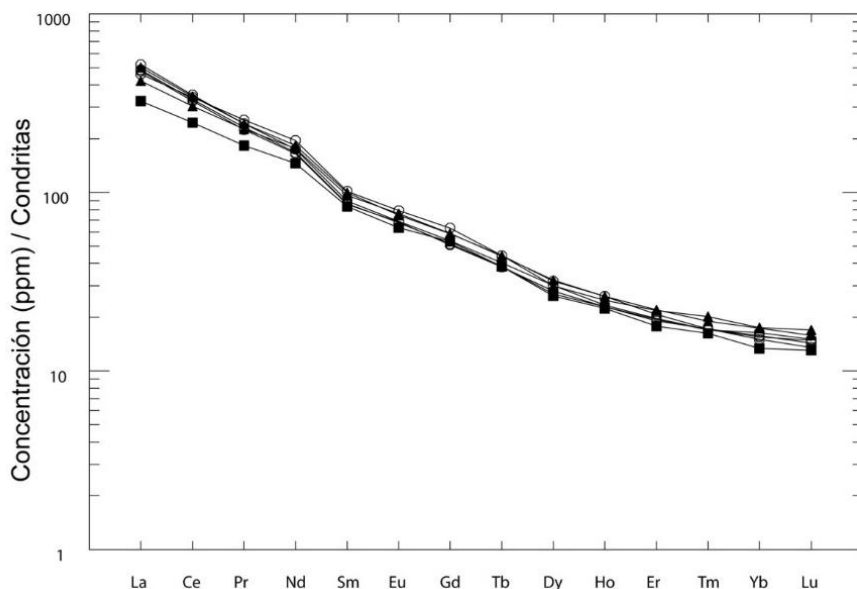


Fig. 5.18. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones recientes. Símbolos como en la Fig. 5.13.

5.1.7. Erupciones prehistóricas: Petrología

5.1.7.1. Malforada y Nambroque (37)

El frente SO de las coladas de La Malforada corresponden petrológicamente a **fonolitas haüynicas máficas**. Estos materiales presentan texturas porfídicas seriadas con abundantes fenocristales (~ 40%) sobre una matriz microcristalina algo fluidal. Los fenocristales son de augita con egrina en secciones prismáticas de pleocroismo verde a amarillo verdoso y cristales con secciones basales microzonadas. Los fenocristales de anfíbol presentan fuerte pleocroismo pardo-rojizo, en secciones seriadas longitudinales, idio-subidiomorfas y secciones basales, presentando numerosos microcristales dispersos por la matriz. Los feldespatos no llegan a constituir fenocristales, y solo se observan algunos microcristales tabulares en maclas de dos individuos. Los feldespatoides son mayoritariamente microcristales de haüyna, en sec-

ciones subidiomorfos y en algunos casos pseudo-hexagonales con tonos azulados, siendo visible en algunas secciones la presencia de impurezas incluidas en los cristales. Los minerales opacos forman microcristales subidiomorfos, estando ampliamente distribuidos por la muestra. La matriz microcristalina está constituida por listoncillos de feldespato que forman un fino entramado con cierta orientación de flujo, microcristales de clinopiroxenos y opacos puntuales. Como minerales accesorios se presentan pequeños cristales de apatito incluidos en los fenocristales de piroxeno y anfíbol y cristales aislados de esfena.

Las coladas del Nambroque que discurre hacia el NE son asimismo **fonolitas haüynicas máficas**, con características petrológicas semejantes a las coladas de La Malforada. Los materiales lávicos presentan textura porfídica seriada, con numerosos fenocristales que constituyen hasta el 52 % de la totalidad de la roca, sobre una matriz microcristalina fluidal. Los fenocristales de augita egirínica presentan secciones tabulares o basales con pleocroismo suave verde-amarillento. Los fenocristales de anfíbol (tipo kaersutita) son bastante frecuentes, en secciones longitudinales con pleocroismo de dorado a pardo-rojizo, y basales microzonados. Los feldespatos se presentan en cristales prismáticos y cuadrangulares de tipo plagioclasa, con zonado y maclas de dos individuos en las secciones tabulares, sin llegar a formar grandes fenocristales, pasando de forma gradual a los microcristales tabulares de la matriz. Los feldespatoideos de tipo haüyna son relativamente abundantes, en cristales idio-subidiomorfos de hábito pseudo-hexagonal, de tonos azulados, que incluyen impurezas y con tendencia a formar micro agregados microcristalinos. Son frecuentes la presencia de minerales opacos formando microfeno-cristales alotriomorfos e idiomorfos microcristalinos, y de minerales accesorios en forma de microcristales de apatito y cristales romboédricos de esfena. La matriz está constituida por listoncillos de feldespatos maclados muy abundantes y groseramente orientados, incluyendo microcristales de egirina y opacos puntuales sobre un entramado criptocristalino.

5.1.7.2. Volcán Martín y Mña. Quemada (40)

Las coladas del Volcán Martín (prehistórico) presentan un carácter máfico bastante acusado. Petrologicamente corresponden a **basaltos olivínico-piroxénicos con anfíbol**, en los que predominan los fenocristales de augita y olivino, mientras que el anfíbol sólo se presenta en algunas muestras donde se hacen patentes los procesos de mezclas/inmiscibilidad de diferentes tipologías. Los fenocristales son de olivino, relativamente frecuentes en secciones subidiomorfos algo microfracturados pero sin que se observen procesos de alteración y de augita, en secciones idio-subidiomorfos, algunas zonadas de tonos amarillentos y frecuentes núcleos verdosos egirínicos. Los fenocristales de anfíbol son más escasos, en secciones alotriomorfos de fuerte pleocroismo amarillo-rojizo, con procesos de reabsorción que no afectan a la mayor parte de los cristales de anfíbol. Los minerales opacos son relativamente frecuentes en secciones subidiomorfos a alotriomorfos aisladas o incluidos en los cristales de augita. La matriz puede llegar a ser bastante vesicular, destacando el elevado contenido en microcristales de clinopiroxenos, que localmente forman microagregados sobre una matriz casi hipocristalina, en la que destacan escasos cristales aciculares de feldespato, algunos olivinos y minerales opacos.

Los materiales lávicos de la erupción prehistórica de Mña. Quemada corresponden petrologicamente a **basaltos olivínicos-piroxénicos**, con pequeñas diferencias litológicas. Se caracterizan por presentar texturas porfídicas con fenocristales que suponen del 20-35 % de la roca, inmersos en una matriz que varía de microcristalina a hipocristalina, localmente algo vesicular. Los fenocristales de olivino, se presentan en frecuentes secciones idio-subidiomorfos, y

otros alotriomorfos, incluso angulosos, pero sin procesos de alteración importantes, que llegan a formar agregados de tipo xenomorfo. Los cristales de augita, son subidiomorfos de color pardo-amarillento y ligero tono verdoso en el núcleo de los cristales microzonados. Se observa la formación de algunos glomeroblastos constituidos por acumulación de microcristales de augita, olivinos oxidados y opacos, así como de fenocristales xenomorfos de plagioclasa, aun cuando los más frecuentes (~3%) son las secciones tabulares de feldespato prácticamente integradas en la matriz microcristalina. Es frecuente la presencia de pseudomorfos con restos de anfíbol, constituidos por opacos y clinopiroxenos poco cristalinos, así como frecuentes minerales opacos en mesocristales alotriomorfos y microcristales. La matriz está constituida por microcristales de plagioclasa, clinopiroxenos, olivinos oxidados y minerales opacos, destacando la presencia de procesos de inmiscibilidad, con zonas más vítreas y piroxénicas englobadas en el basalto olivínico-piroxénico.

5.1.8. Erupciones prehistóricas: Geoquímica

Los datos analíticos correspondientes a estas unidades (37,40) se presentan en la Tabla 5.6, en la que se integran los datos del Nambroque de Hernández Pacheco y de la Nuez (1983) y los de Montaña Quemada (Hernández Pacheco y Valls, 1982). La proyección de la totalidad de los datos analíticos en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.19) señala el agrupamiento bien diferenciado de ambas formaciones, en clara referencia a sus características petrológicas.

Tabla 5.6. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones prehistóricas

					Malforada y Nambroque				
Nº Muestra	61	71	43	44	45	46	47	48	49
SiO ₂	49,80	52,30	49,30	49,70	51,20	51,60	51,60	54,00	54,70
TiO ₂	2,28	1,86	2,32	2,35	1,98	1,86	1,83	1,47	0,96
Al ₂ O ₃	18,28	19,27	19,35	18,09	19,06	19,31	19,43	20,19	20,62
Fe ₂ O ₃	4,02	3,73	4,13	5,38	3,86	5,45	4,22	3,75	3,44
FeO	4,37	3,30	4,18	3,55	3,37	1,93	2,70	1,73	1,23
MnO	0,23	0,20	0,20	0,20	0,19	0,20	0,16	0,18	0,14
MgO	2,50	1,91	2,12	2,72	2,12	2,12	2,52	0,40	0,10
CaO	6,78	5,99	7,71	7,29	6,17	6,17	5,33	5,61	3,36
Na ₂ O	6,74	7,03	6,47	6,36	7,06	6,52	6,90	7,76	8,52
K ₂ O	3,83	3,80	3,13	3,11	3,56	3,35	3,97	4,09	4,74
P ₂ O ₅	0,72	0,55	0,70	0,57	0,53	0,50	0,50	0,30	0,16
H ₂ O+CO ₂	0,05	0,04	0,34	0,41	0,41	0,81	0,65	0,41	0,17
Cr	15	0							
Ni	10	13							
Co	18	13							
Sc	12	10							
V	172	145							
Cu	38	32							
Pb	13	13							
Zn	119	113							
Sn	2,09	2,15							
Mo	44,48	30,92							
Rb	98	109							
Cs	1,55	1,78							
Ba	1083	1158							
Sr	1719	1701							
Tl	0,11	0,14							
Ga	28	28							
Li	20,89	22,91							
Be	5,16	5,97							
Ta	8,49	7,06							
Nb	147	144							
Hf	10,66	10,52							
Zr	559	588							
Y	37	34							
Th	19,99	21,25							
U	6,11	6,47							
La	143,25	141,94							

Tabla 5.6 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones prehistóricas

Nº Muestra	Malforada y Nambroque								
	61	71	43	44	45	46	47	48	49
Ce	241,31	228,73							
Pr	24,92	22,65							
Nd	84,98	75,86							
Sm	13,48	11,82							
Eu	3,81	3,25							
Gd	10,99	9,37							
Tb	1,52	1,27							
Dy	7,33	6,69							
Ho	1,31	1,26							
Er	3,31	3,18							
Tm	0,49	0,48							
Yb	3,12	2,91							
Lu	0,46	0,43							
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	22,63	22,46	18,5	18,38	21,04	19,8	23,46	24,17	28,01
Ab	21,12	29,22	23,66	25,95	27,73	31,07	27,33	33,49	34,14
An	8,32	9,8	14,51	11,63	9,8	13,53	10,32	8,18	4,02
Ne	19,45	16,39	16,84	15,1	17,34	13,06	16,82	17,43	20,56
Di	16	10,78	12,9	14,61	11,54	10,75	10,01	2,15	0,54
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Wo	0,2	1,07	1,18	0,85	1,06	0	0	6,23	4,56
Ol	0	0	0	0	0	0,21	1,15	0	0
Mt	5,83	5,41	5,99	5,28	5,6	1,48	3,92	1,9	1,64
Il	4,33	3,53	4,41	4,46	3,76	3,53	3,48	2,79	1,82
Hem	0	0	0	1,74	0	4,43	1,52	2,44	2,31
Ap	1,67	1,27	1,62	1,32	1,23	1,16	1,16	0,7	0,37
ID	63,21	68,07	59,00	59,43	66,11	63,92	67,62	75,09	82,71
IAIk	2,46	2,5	2,1	2,19	2,45	2,26	2,57	2,7	3,47
IP	0,83	0,81	0,72	0,76	0,81	0,74	0,81	0,85	0,93
FEMG	0,14	0,04	0,1	0	0,01	0	0	0	0
Mg #	38,76	36,72	35,19	39,6	38,52	38,56	43,96	13,68	4,47

61. Tefri-Fonolita Frente de la colada de la Malforada. MAGNA

71. Fonolita máfica. Colada del Nambroque al Norte. MAGNA

43. Tefri-Fonolita. Nambroque. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

44. Tefri-Fonolita. Nambroque HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

45. Fonolita máfica. Nambroque HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

46. Tefri-Fonolita máfica. Nambroque HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

47. Fonolita máfica. Nambroque HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

48. Fonolita máfica. Nambroque HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

49. Fonolita. Nambroque HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

Tabla 5.6 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones prehistóricas

			Mña. Quemada y Volcán Martín		
Nº Muestra	20	63	274	1	2
SiO ₂	44,50	42,69	45,38	43,49	44,54
TiO ₂	3,04	3,57	3,72	3,51	3,06
Al ₂ O ₃	14,32	13,40	13,82	14,83	13,42
Fe ₂ O ₃	4,77	4,15	6,17	4,00	3,65
FeO	6,92	8,31	6,08	8,33	9,04
MnO	0,19	0,21	0,21	0,21	0,21
MgO	6,88	8,48	6,67	8,06	8,83
CaO	11,87	12,87	11,25	10,24	11,27
Na ₂ O	3,86	3,44	3,51	3,94	3,21
K ₂ O	1,73	1,30	1,53	1,97	1,64
P ₂ O ₅	0,88	0,91	0,98	0,87	0,95
H ₂ O+CO ₂	0,15	0,09	0,07	0,27	0,27
Cr	164	271	210	200	336
Ni	81	124	102	75	114
Co	41	46	50		
Sc	20	27	28		
V	298	325	376		
Cu	66	102	105		
Pb	23	3	6		
Zn	135	116	149	88	82
Sn	3,23	3,15	4,08		
Mo	3,64	5,09	6,88		
Rb	46	35	42	43	35
Cs	0,50	0,41	0,83		
Ba	627	552	643	660	607
Sr	1177	1146	1353	929	807
Tl	0,03	0,03	0,02		
Ga	23	22	25		
Li	9,61	6,70	9,66		
Be	2,95	2,47	3,64		
Ta	5,77	4,91	5,94		
Nb	103	91	112		
Hf	7,74	6,53	7,81		
Zr	369	303	359	251	208
Y	35	34	40	31	34
Th	7,42	8,28	10,40		

Tabla 5.6 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones prehistóricas

Nº Muestra	Mña. Quemada y Volcán Martín				
	20	63	274	1	2
U	2,42	2,19	2,82		
La	79,16	85,63	108,18	85,00	84,00
Ce	158,01	163,23	201,45		
Pr	18,43	18,33	22,83		
Nd	72,52	70,60	87,00		
Sm	13,03	13,10	16,10		
Eu	3,91	3,74	4,43		
Gd	10,96	10,85	12,62		
Tb	1,44	1,49	1,67		
Dy	7,12	7,11	8,17		
Ho	1,28	1,25	1,40		
Er	3,19	2,88	3,31		
Tm	0,41	0,38	0,45		
Yb	2,40	2,08	2,63		
Lu	0,34	0,30	0,35		
Q	0	0	0	0	0
Or	10,22	7,68	9,04	11,64	9,69
Ab	11,61	5,8	21,35	9,51	11,89
An	16,64	17,28	17,44	16,96	17,37
Ne	11,4	12,63	4,52	12,91	8,27
Di	29,05	32,48	24,94	22,55	26,04
Hy	0	0	0	0	0
Wo	0	0	0	0	0
Ol	5,3	8,56	3,75	11,39	13,26
Mt	6,92	6,02	8,95	5,8	5,29
Il	5,77	6,78	7,07	6,67	5,81
Hem	0	0	0	0	0
Ap	2,04	2,11	2,27	2,02	2,2
ID	33,24	26,11	34,92	34,06	29,86
IAIk	1,54	1,44	1,5	1,62	1,49
IP	0,57	0,53	0,54	0,58	0,53
FEMG	0,15	0,19	0,01	0,2	0,24
Mg #	55,38	58,74	53,7	57,74	59,17

20. Basanita. Mña Quemada (pre-historica). MAGNA
63. Basanita (ol-px). Lava de Martín prehistórico. MAGNA
274. Bsn/Bas (px-anf). Martín pre-histórico. MAGNA
1. Basanita. Tacande. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
2. Basanita. Tacande. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)

Los materiales basálticos olivínico-piroxénicos del Volcán Martín y Mña. Quemada corresponden a términos basaníticos, mientras que los materiales lávicos de La Malforada y Nambroque se proyectan preferentemente en los campos fonolítico y fono-tefrítico máfico. Geoquímicamente, los materiales basaníticos del Volcán Martín y de Mña. Quemada presentan bajos grados de diferenciación (ID 26-34), relativamente poco evolucionados. Esta característica contrasta con las de las coladas tefri-fonolíticas de La Malforada y Nambroque, con elevados índices de diferenciación y un amplio rango (ID 59-87), máximo en los términos fonolíticos.

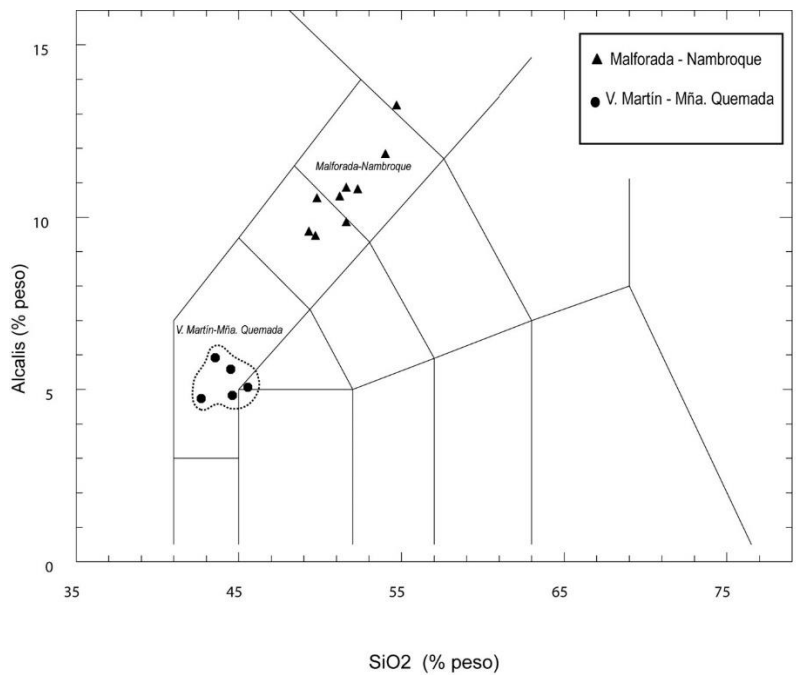


Fig. 5.19.- Diagrama TAS de las erupciones prehistóricas.

Esta diversificación se evidencia asimismo en el diagrama de variación AFM (Fig. 5.20), en el que los materiales basálticos del Volcán Martín y Mña. Quemada presentan altos valores de Mg# (52-59), sin una diversificación significativa. Una mayor dispersión de valores se observa en la proyección de los datos analíticos correspondientes a La Malforada y Nambroque, con un incremento continuo de la alcalinidad (IAIk 2.1-2.6), con algunos términos fonolíticos aislados que presentan valores de alcalinidad extremos (IAIk 2.7-3.5).

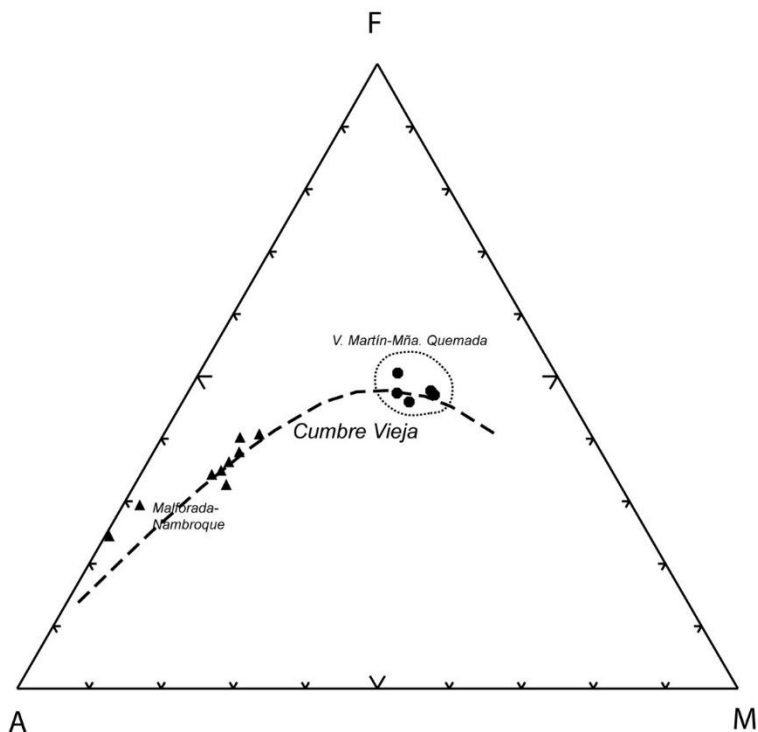


Fig. 5.20. Diagrama AFM de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.19.

Estas diversidades composicionales se evidencian en los diagramas de variación de elementos mayores frente a los contenidos relativos de SiO_2 (Fig., 5.21), donde se aprecia una marcada discontinuidad en sus tendencias evolutivas. Como es sistemático en la evolución de estas series volcánicas, se observa un incremento en los contenidos en álcalis (K_2O y Na_2O) y Al_2O_3 en correspondencia con mayores contenidos en SiO_2 , mientras que los restantes óxidos mayoritarios – MgO , Fe_2O_3 y TiO_2 – presentan correlaciones negativas, y moderadas en P_2O_5 en los términos tefri-fonolíticos. En general, las variaciones de las tendencias, tanto positivas como negativas, son siempre más señaladas en los materiales fonolíticos de La Malforada y Nambroque, y moderadas o poco señaladas en los materiales lávicos correspondientes al Volcán Martín y Mña. Quemada.

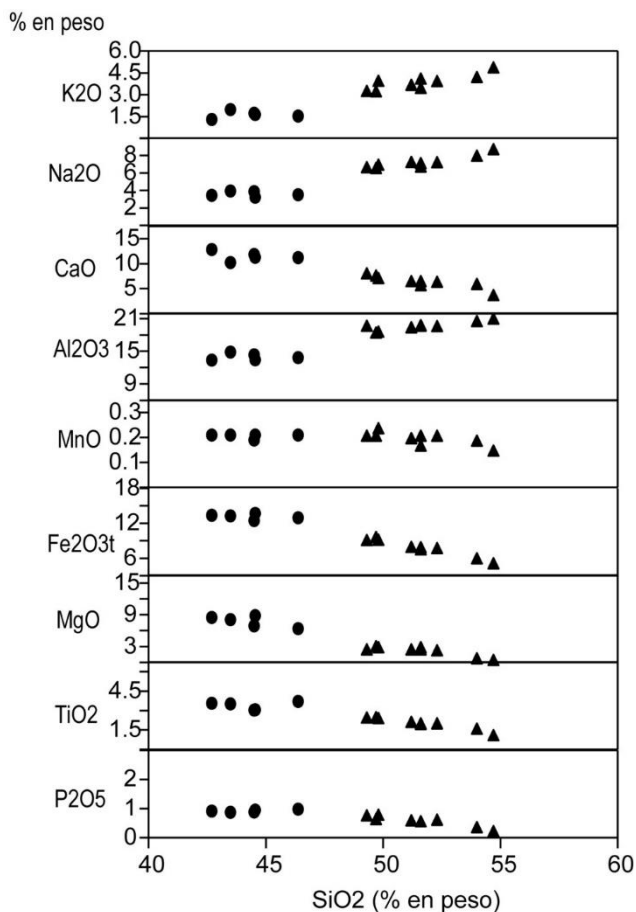


Fig. 5.21. Diagrama de variación de elementos mayores de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.19.

Esta diversidad de tendencias se evidencia asimismo en los diagramas de relación CaO/AlO₂, Fe₂O_{2t} y TiO₂ frente a los contenidos en MgO (Fig. 5.22). En todos los casos se observa que los materiales del Volcán Martín y Mña. Quemada presentan escasas variaciones, siendo éstas más señaladas en los materiales tefri-fonolíticos de La Malforada y Nambroque, donde los procesos de fraccionación de clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti son más significativos.

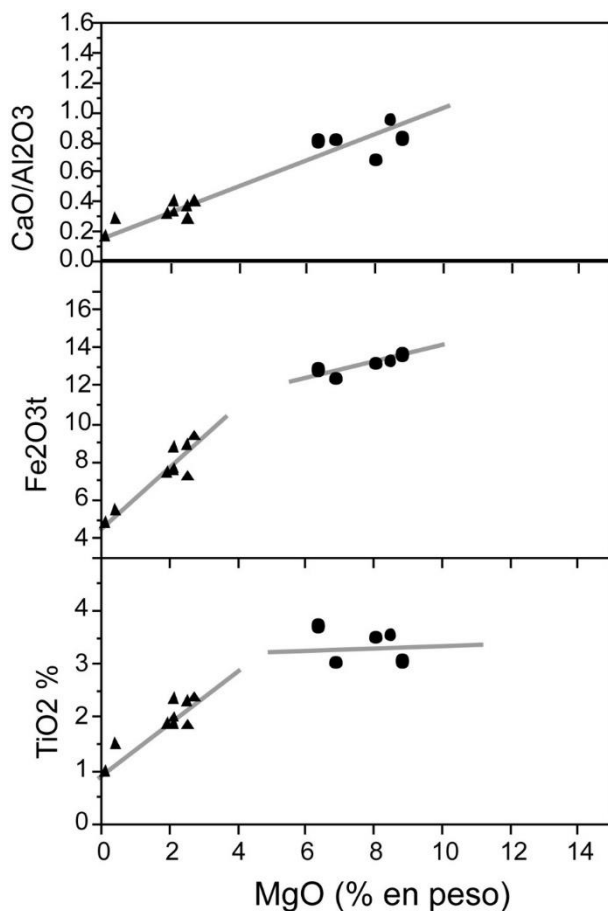


Fig. 5.22. Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.19.

Los diagramas de variación de los elementos menores frente al SiO_2 (Fig. 5.23) señalan que el contenido en elementos compatibles, como Ni y Cr , presenta pocas variaciones en los materiales del Volcán Martín y Mña. Quemada, siendo mínimos en La Malforada y Nambroque. Por el contrario todos los restantes elementos incompatibles – Ba , Nb , Zr , Sr y Rb – presentan incrementos importantes hacia los términos tefri-fonolíticos, siendo éstos más moderados en los materiales basaníticos. Estos incrementos afectan asimismo a los contenidos en La y Ce .

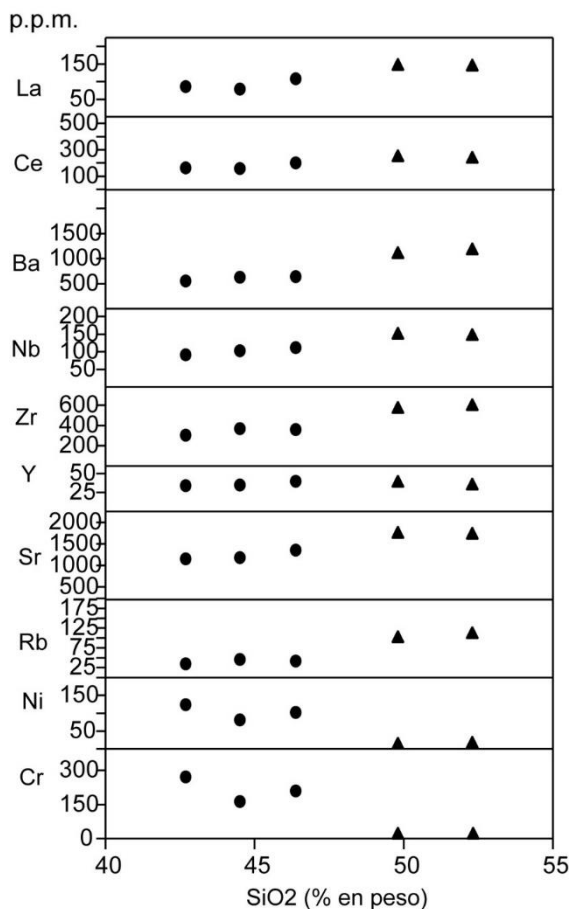


Fig. 5.23. Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.19.

Las tendencias descritas se hacen más evidentes en los diagramas de Tierras Raras normalizadas (REE/Condritas) de la Fig.5.24, donde se evidencian tendencias evolutivas diferenciadas. Los materiales basaníticos presentan valores relativamente bajos en REE ligeras (La/Sm 6.1-6.7) y pesadas (Sm/Yb 5.4-6.3), pero con una tendencia cóncava positiva en la zona media, y cierto incremento relativo de valores en Mña. Quemada (La/Yb=33) y en el Volcán Martín (La/Yb=41). Estos valores son inferiores a los observados en las tefri-fonolitas de La Malforada y Nambroque (La/Yb 46-49), con una importante decremento en el contenido de REE medias,

posiblemente como respuesta a la fraccionación de otras fases minerales como anfíbol y apatito, lo que en su conjunto apoyaría la diversidad evolutiva de ambas formaciones.

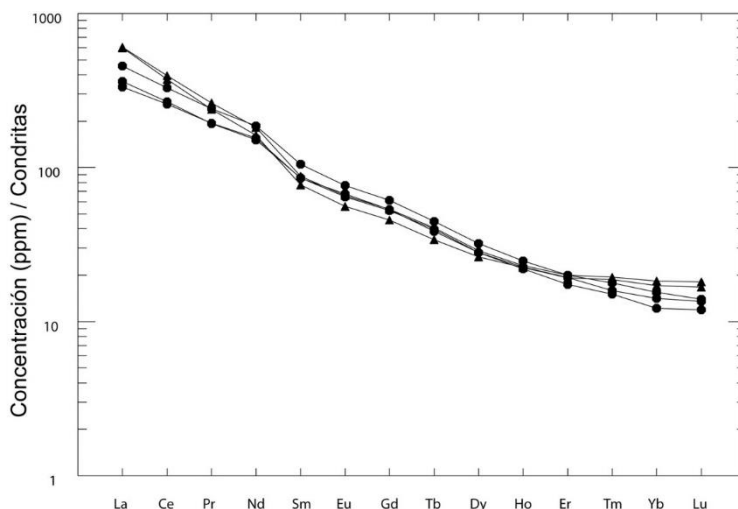


Fig. 5.24. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig.5.19.

5.1.9. Erupciones históricas: Petrología

La isla de La Palma ha mantenido una importante actividad histórica, con numerosas erupciones cuyas características petrológicas y geoquímicas han sido descritas, entre otros, por Hernández-Pacheco y Valls (1982), De Vicente (1986), Klügel y otros (1999). Todos los centros eruptivos históricos se localizan en el “Rift” de Cumbre Vieja, y su evolución y condiciones de yacimiento se presentan en el apartado 2.2.2.5.

5.1.9.1. Erupciones del Siglo XVI (42,43)

Las coladas de la erupción de Jedey (1585) corresponden petrológicamente a **basaltos olivínicos-piroxénicos con anfíbol**. Presentan texturas porfídicas con fenocristales que suponen alrededor del 35 % de la roca, sobre una matriz microcristalina máfica vesicular, donde los fenocristales de clinopiroxenos son la fase mineral más frecuente. Corresponden a augitas de color pardo, aun cuando están frecuentemente zonadas con núcleos verdosos y tendencia a formar pequeños agregados microcristalinos de clinopiroxenos y opacos. Los fenocristales de olivino presentan secciones idiomorfas que coexisten con otras secciones subidiomorfas corroídas de carácter xenolítico. Los cristales de anfíbol, presentes en bajas proporciones (<6%), presentan pleocroismo pardo-rojizo. Están frecuentemente reabsorbidos y con aureolas de

oxidación. La matriz está constituida por microcristales mayoritariamente de clinopiroxenos, algún cristal aislado de plagioclasa y opacos en pequeños cristales relativamente frecuentes.

Asociado a esta erupción basáltica de 1585 se formaron intrusiones de fonolitas juveniles que petrológicamente corresponden a **tefri-fonolitas con haüyna**. Presentan texturas porfídicas seriadas, con numerosos fenocristales (~58%) de feldespato calco-alcalino, augita egirínica, anfíboles y feldespatoideos haüynicos, sobre una matriz fina traquítica poco vesicular. Los fenocristales de feldespato calco-alcalino presentan secciones idiomorfas prismáticas de tamaños seriados, sistemáticamente maclados y zonados. Es frecuente la tendencia a formar agregados cristalinos, que incluyen pequeños cristales de clinopiroxenos, anfíboles y opacos. Los feldespatoideos (~10%) son microcristales de haüyna, muy frecuentes en secciones euhédricas de tonos azulados, isótropos y con frecuentes inclusiones de minerales opacos. Los fenocristales máficos subordinados a los feldespáticos corresponden a clinopiroxenos tipo augita egirínica, en secciones idio-subidiomorfas de tonos pardo-verdosos y ligero pleocroismo, fenocristales de anfíbol en secciones idio-subidiomorfas de fuerte pleocroismo pardo-rojizo y minerales opacos en pequeñas manchas alotriomorfas y con algo de idiomorfismo en los microcristales. Como minerales accesorios se observa la presencia de numerosos cristales de esfena en secciones romboédricas y microcristales de apatito incluidos en los cristales de anfíbol. La matriz traquitoide está constituida por un entramado de finos microlitos de feldespato alcalino, que engloban microcristales de egirina y opacos.

5.1.9.2. Erupciones del Siglo XVII (45)

La erupción de 1646 emitió materiales escoriáceos muy vesiculares próximos al centro eruptivo y coladas que se extienden hacia la costa este, con un centro costero de emisión (El Búcaro) en el Puerto. El muestreo efectuado sobre los diferentes afloramientos corresponde petrológicamente a típicos **basaltos olivínicos-piroxénicos**. Presentan textura porfídica constituida por proporciones variables de fenocristales (20-40%), predominantemente máficos: olivino, clinopiroxenos y algunos minerales opacos, todo ello sobre una matriz microcristalina a hipocristalina predominantemente máfica. Los cristales de olivino presentan secciones idio-subidiomorfas perfectamente limpias y sin presentar procesos de alteración, junto a la presencia de algún fenocristal xenomorfo con clásica aureola de reacción de clinopiroxenos y minerales opacos aciculares. Los cristales de clinopiroxeno presentan secciones idio-subidiomorfas de augita de tamaños seriados, zonados de bordes pardos y núcleos verdosos y formando agregados microcristalinos. Los minerales son opacos en secciones aisladas alotriomorfas corroídas y están asociados a los agregados de clinopiroxenos. La matriz está constituida por mesocristales de clinopiroxenos muy frecuentes, sobre una trama de listoncillos de feldespato y opacos puntuales.

Las lavas del otro centro eruptivo histórico del siglo XVII, la **erupción de 1677**, son **basaltos olivínicos piroxénicos con anfíbol**, de marcado carácter vesicular. Las coladas próximas al centro de emisión presentan procesos de heterogeneidad composicional, debido a la inclusión de fragmentos de otras rocas basálticas textural y composicionalmente diferentes (fragmentos basálticos olivínicos-piroxénicos vítreos y basaltos piroxénicos-plagioclásicos). Las rocas basálticas muestreadas presentan texturas porfídicas típicas, con fenocristales máficos (~30%) sobre una matriz que varía de hipocristalina a microcristalina muy vacuolar. Los fenocristales de olivino, algunos xenomorfos angulosos que incluso presentan aureolas de reacción de clinopiroxenos, coexisten con otras secciones subidiomorfas de menor tamaño. Los fenocristales de clinopiroxeno corresponden a augitas subidiomorfas macladas y secciones zonadas con

núcleos de egiirina. Los fenocristales de anfíbol llegan a formar megacristales, aun cuando predominan las secciones seriadas de menor tamaño. Todos los cristales de anfíbol presentan fuerte pleocroísmo pardo rojizo-amarillento y en muchos casos carácter xenomorfo con contornos redondeados y corroídos. De forma esporádica se observa algún fenocristal aislado de plagioclasa con maclado polisintético bien definido. Los minerales opacos son alotriomorfos en secciones aisladas o formando agregados asociados a los clinopiroxenos. El apatito se presenta como mineral accesorio en microcristales incluidos en piroxenos y anfíboles. La matriz varía de vítrea-hipocristalina a microcristalina con incipientes cristales de feldespato, clinopiroxenos, olivinos y opacos puntuales.

5.1.9.3. Erupciones del Siglo XVIII (48)

Los materiales emitidos por los diferentes centros de la erupción de la fisura eruptiva de 1712 (El Charco) dirigieron sus coladas hacia la costa oeste en diferentes ramales. El muestreo efectuado en diversos puntos de los salideros superiores (cota 1712 m) y en tramos medio e inferior, señala que petrológicamente corresponden a **basaltos piroxénico anfibólicos**, con escasas proporciones de olivino. Presentan texturas porfídicas con fenocristales en proporciones variables (30-50 %), sobre una matriz microcristalina algo vesicular, que localmente pueden llegar a ser significativas (~14%). Los fenocristales de augita son predominantes, de color marrón en secciones idiomorfas de tamaños seriados, y algunos fenocristales de tipo augita-egirínica con zonados y núcleos de tonos verdosos. Frecuentemente forman aglomerados que engloban minerales opacos y microcristales idiomorfos de apatito. Los cristales de anfíbol presentan pleocroísmo pardo-amarillento, con aureolas de oxidación no muy pronunciadas, que sólo afectan a las zonas de borde, variando su tamaño desde megacristales a mesocristales. Los cristales de olivino son más escasos en secciones idiomorfas seriadas, algo fracturados, corroídos y con aureolas de clinopiroxenos, que coexisten con otros cristales subidiomorfos. La matriz está constituida por microcristales tabulares de plagioclasa, clinopiroxenos y opacos puntuales microcristalinos, no observándose la presencia de vidrio intercrystalino.

5.1.9.4. Erupciones del Siglo XX (49-51)

Durante este período han tenido lugar dos episodios volcánicos, ocurridos durante junio-julio de 1949 y octubre-noviembre de 1971. El primero de ellos se localiza en esta hoja (El Pueblo), con diversos centros eruptivos situados en el "rift" de Cumbre Vieja: Llano del Banco, Duraznero y Hoyo Negro. La última erupción de la Isla de La Palma, la del Volcán Teneguía, ocurrida en 1971, se localiza en el extremo sur de la isla, en la Hoja de Los Canarios (1.087 I-II)

La erupción de 1949, ha sido objeto de estudio por diferentes autores, Hernández-Pacheco y Valls (1982), De Vicente (1986) y más recientemente por Klügel y colaboradores (1999). En estos trabajos se presenta una reconstrucción de los diferentes centros eruptivos, así como de sus características petrológicas y geoquímicas. Del muestreo efectuado en este Proyecto de los materiales correspondientes a los principales centros eruptivos (Llano del Banco y Duraznero) se deduce que los materiales predominantes son **basaltos olivínico-piroxénicos, Basaltos piroxénico-olivínicos con plagioclasa y basaltos anfibólicos**. Las lavas emitidas por la boca eruptiva del Llano del Banco, que discurren hacia la costa oeste, corresponden a **basaltos piroxénico-olivínicos con plagioclasa**. Presentan texturas porfídicas seriadas con fenocristales (~40%) sobre una matriz intersertal algo vesicular. Predominan fenocristales de augita idio-subidiomorfos de color pardo, olivinos en cristales individuales microfracturados o formando pequeños agregados y cristales de plagioclasa tabulares maclados y zonados, con corrosiones

internas, así como minerales opacos alotriomorfos. La matriz, holocristalina, está constituida por un entramado de cristales de plagioclasa maclados en listoncillos, que encierran pequeñas secciones de clinopiroxeno y minerales opacos diseminados por la matriz. Los materiales lávicos del Duraznero se extienden por una estrecha colada hacia la costa este. Petrológicamente son **basaltos olivínico-piroxénicos**, de textura porfídica con fenocristales sobre una matriz microcristalina vesicular. Son muy semejantes a los del Llano del Banco, observándose algunos cristales xenomorfos de plagioclasa maclada redondeada y procesos de microgranulado de corrosión. Los **basaltos anfibólicos** forman las coladas tempranas del centro eruptivo del Llano del Banco en zonas próximas a los centros de emisión, y en zonas altas de emisión de la fisura eruptiva del Duraznero (De Vicente, 1986). Los fenocristales de anfíbol presentan escasos procesos de reacción, siendo estos más señalados en los términos más evolucionados (Klügel y colaboradores, 1999). El cráter eruptivo de Hoyo Negro no presenta coladas y sus materiales de emisión –piroclastos y bombas– corresponden a **basaltos piroxénicos anfibólicos** (Klügel y colaboradores, 1999), constituidos por clinopiroxenos egirínicos, anfíboles (kaersutita) y óxidos opacos, que geoquímicamente corresponden a tefritas y fono-tefritas.

El último episodio eruptivo de la Isla de La Palma dió lugar al edificio volcánico del Teneguía (1971), cuyos materiales piroclásticos y lávicos cubren el sur de la Hoja de Los Canarios. Su evolución temporal, petrológica y geoquímica está extensamente recogida en los trabajos de Fernández-Santín y colaboradores (1974), Brändle y colaboradores (1974), e Ibarrola (1974) y Mendes y Viallette (1974). Las lavas emitidas en la erupción del Teneguía se caracterizan por la presencia de términos **basálticos piroxénicos-anfibólicos** en los primeros estadios eruptivos (27 de octubre al 12 de noviembre) y un mayor predominio de los **basaltos piroxénico-olivínicos** en las fases finales de la erupción (13-19 de noviembre). Ambas tipologías han sido muestreadas en las coladas próximas al centro de emisión principal, y en las que se extienden hacia la costa este y acantilado oeste.

Basaltos piroxénico-olivínico-anfibólicos: Proceden del centro primario del Teneguía. Son porfídicos, con fenocristales que llegan a constituir el 30% de la roca sobre una matriz microcristalina con numerosos vesículas (~20%). Los fenocristales de augita, en secciones idio-subidiomorfos, presentan ligero pleocroismo pardo-amarillento y otras zonadas de núcleos egirínicos. Los fenocristales de olivino, menos frecuentes, aparecen en secciones idio-subidiomorfos formando pequeños agregados junto a los clinopiroxenos. Los fenocristales de anfíbol (kaersutitas) presentan pleocroismo amarillento a pardo-rojizo, formando agregados, algunos en forma de cruz con bordes parcialmente reabsorbidos. De forma aislada, se presentan cristales casi aciculares de plagioclasa maclada. Los minerales opacos son alotriomorfos en secciones generalmente aisladas y/o asociados a los clinopiroxenos. La matriz es predominantemente máfica, estando constituida por escasos microcristales de feldespato cálcico, clinopiroxenos incipientes, microcristales de olivino y opacos distribuidos de forma puntual.

Basaltos olivínico-piroxénicos: Son rocas porfídicas con fenocristales (25-30%) sobre una matriz que varía de hipocristalina a microcristalina intersertal, con vesículas en proporciones variables (10-20%). Los fenocristales son de olivino en secciones idio-subidiomorfos que coexisten con otros fenocristales alotriomorfos con aureolas de reacción de clinopiroxenos y opacos de carácter xenolítico. También aparecen fenocristales idio-subidiomorfos de augita en secciones de color pardo-amarillento, numerosos cristales zonados de augita con egirina, con zonas verdosas hacia la parte externa de los cristales y minerales opacos (2-3%) alotriomorfos. La matriz está constituida por listoncillos de plagioclasa, clinopiroxenos y opacos. En estos materiales lávicos es frecuente la presencia de inclusiones de tipo acumulado cristalino, cons-

tituidos por cristales de augita-egirínica, minerales de hierro alotriomorfos, cristales de plagioclasa xenomorfa, probablemente de tipo xenocrystal, con aureola de corrosión.

Las fases efusivas finales de la erupción del Teneguía se caracterizaron por la emisión de numerosos acumulados e inclusiones de gran tamaño (>5 cm) cuyo estudio petrológico y mineralógico se presenta en Muñoz y colaboradores (1974). El muestreo de estos materiales del cono principal del Teneguía, indica que corresponden predominantemente a acumulados anfibólico-piroxénicos, con un estado general de oxidación que afecta principalmente a los cristales de anfíbol, aun cuando en su conjunto no suponen transformaciones mineralógicas importantes. Los fenocristales de anfíbol (~45%) con pleocroismo pardo-rojizo a dorado (kaersutita) se presentan en cristales alotriomorfos con exfoliación bien desarrollada, que incluyen numerosos cristales de apatito en secciones basales o longitudinales. Fenocristales de clinopiroxeno de tipo augita con egirina, en secciones longitudinales y basales con maclas y zonados bien desarrollados. Los cristales de olivino son muy escasos, en pequeñas secciones oxidadas ocupando zonas intercrystalinas. Los minerales opacos se desarrollan en forma intersticial, ocupando zonas vacuolares y también como reemplazamiento de otras mineralogías primarias, pudiendo suponer una parte importante de la muestra. Como accesorios es significativa la presencia de cristales de apatitos y la formación de microacumulados de clinopiroxenos y opacos incluidos en la misma roca.

5.1.10. Erupciones históricas: Geoquímica

Los datos geoquímicos correspondientes a los diferentes episodios históricos se presentan de forma individualizada en la Tabla 5.7, en la que se integran datos de Ibarrola (1974), Hernández Pacheco y Valls (1982), de Vicente (1986) y Klügel y colaboradores (1999). Su representación gráfica se presenta en diferentes diagramas individuales, correspondientes a cada siglo, que se han integrado en una figura única para su estudio comparativo.

La clasificación de los materiales lávicos emitidos en las erupciones históricas de la isla de La Palma se muestra en los diagramas TAS de la Figs. 5.25 a 5.28, en ellos se observa que en todos los episodios históricos se han emitido materiales basaníticos, aunque en algunos episodios coexisten con otros materiales más diferenciados. En particular la erupción del Volcán de Jedey (1585) es peculiar (Fig. 5.25) por la presencia de materiales lávicos basaníticos, relativamente poco diferenciados (Mg# 64-56), que culminan con la intrusión de fonolitas juveniles con elevados índices de diferenciación (ID~78). Las erupciones del Siglo XVI, de 1677 y 1646 (Fig. 5.226) presentan un carácter basanítico bastante homogéneo y relativamente primario (Mg# 66-53), sin que se observen procesos de diferenciación significativos (ID 28-38).

Tabla 5.7. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones históricas (Siglo XVI)

	Coladas de Jedey (1585)					Fonolitas Jedey (1585)		
Nº Muestra	28	33	3	4	5	6	280	20
SiO ₂	45,04	44,86	43,69	43,69	44,76	45,67	54,56	54,36
TiO ₂	3,75	3,59	3,57	3,70	3,55	3,55	0,95	1,12
Al ₂ O ₃	14,12	13,93	14,19	13,65	14,19	15,48	21,62	20,21
Fe ₂ O ₃	4,27	4,00	4,10	6,72	5,04	6,11	3,04	1,01
FeO	6,19	8,24	8,42	5,74	7,51	6,25	1,65	3,37
MnO	0,19	0,18	0,08	0,22	0,22	0,22	0,15	0,17
MgO	7,58	7,44	10,68	7,92	8,08	6,67	0,71	0,86
CaO	10,95	10,71	9,25	11,36	10,91	9,79	4,32	3,91
Na ₂ O	3,48	3,48	3,70	3,41	3,56	3,91	8,21	8,42
K ₂ O	1,99	1,75	1,89	1,61	1,74	1,95	4,02	4,18
P ₂ O ₅	0,84	0,81	0,85	0,81	0,83	0,82	0,77	0,23
H ₂ O+C O ₂	0,69	0,09	0,37	0,19	0,16	0,33	0,36	0,23
Cr	206	230	268	243	240	100	11	0
Ni	93	95	83	87	83	46	4	6
Co	42	42					7	12
Sc	22	23					3	
V	297	301					86	80
Cu	75	81					10	15
Pb	4	4					14	
Zn	122	122	81	77	85	84	107	111
Sn	3,42	1,98					2,30	
Mo	4,39	3,43					9,41	
Rb	43	41	39	35	35	40	123	122
Cs	0,50	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	1,91	
Ba	586	575	671	623	611	736	1140	1165
Sr	1180	1146	959	895	904	1085	1585	1510
Tl	0,02	0,05					0,16	
Ga	22	22					30	30
Li	8,50	8,83					21,07	
Be	2,74	2,53					7,42	
Ta	5,65	5,59					5,15	
Nb	103	99					142	118
Hf	7,54	7,69					11,31	
Zr	339	331	238	210	215	254	657	630
Y	35	34	32	28	33	35	26	24
Th	7,48	7,52	0,00	0,00	0,00	0,00	19,59	
U	2,04	2,04	0,00	0,00	0,00	0,00	6,30	

Tabla 5.7 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones históricas (Siglo XVI)

Nº Muestra	Volcán Martín (1646)					Tigalate		
	132	275	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	42,37	42,96	42,99	43,49	43,94	43,95	44,39	44,60
TiO ₂	3,56	3,63	3,60	3,64	3,66	3,75	3,76	3,68
Al ₂ O ₃	12,38	13,02	13,39	12,98	13,81	14,58	14,96	13,81
Fe ₂ O ₃	4,66	4,26	4,62	4,10	4,46	4,58	5,85	3,85
FeO	8,36	7,95	8,15	8,18	7,61	8,03	6,66	8,17
MnO	0,18	0,19	0,20	0,22	0,21	0,22	0,23	0,21
MgO	10,74	8,17	8,27	8,50	8,43	7,48	6,67	8,42
CaO	11,19	13,17	12,76	12,65	11,84	10,91	11,19	11,84
Na ₂ O	4,74	4,02	3,50	3,54	3,40	3,91	3,94	3,50
K ₂ O	1,58	1,73	1,76	1,66	1,61	1,83	1,84	1,58
P ₂ O ₅	0,90	0,90	0,95	1,19	1,26	1,01	1,11	1,02
H ₂ O+C O ₂	0,09	0,09	0,29	0,05	0,32	0,19	0,30	0,21
Cr	296	274		244	236	187	65	262
Ni	130	116		88	77	57	29	92
Co	53	44						
Sc	33	26						
V	394	326						
Cu	122	97						
Pb	7	3						
Zn	215	119	0	75	82	81	93	79
Sn	6,31	4,03						
Mo	5,94	4,34						
Rb	44	36	0	34	34	39	38	35
Cs	0,50	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	674	569	0	692	591	764	823	652
Sr	1415	1154	0	964	953	1110	1181	938
Tl	0,06	0,04						
Ga	26	22						
Li	8,63	6,48						
Be	3,16	2,45						
Ta	6,31	5,18						
Nb	110	92						
Hf	8,28	6,93						
Zr	363	302	0	202	206	232	247	197
Y	41	34	0	35	33	34	35	31
Th	10,34	8,61						
U	2,63	2,30						

Tabla 5.7 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones históricas (Siglo XVI)

	Volcán Martín (1646)					Tigalate		
Nº Muestra	132	275	7	8	9	10	11	12
La	105,17	87,14	0,00	85,00	123,00	135,00	142,00	108,00
Ce	200,43	166,81						
Pr	22,48	18,99						
Nd	85,93	72,08						
Sm	15,70	13,06						
Eu	4,67	3,93						
Gd	13,62	11,41						
Tb	1,78	1,49						
Dy	8,83	7,30						
Ho	1,55	1,30						
Er	3,46	2,87						
Tm	0,50	0,41						
Yb	2,74	2,23						
Lu	0,39	0,31						
Q	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	9,34	10,22	10,4	9,81	9,51	10,81	10,87	9,34
Ab	1,85	1,35	4,04	6,92	12,17	11,78	14,89	11,68
An	7,84	12,37	15,63	14,63	17,67	16,83	17,7	17,31
Ne	20,73	17,7	13,86	12,48	8,99	11,54	10	9,71
Di	33,22	37,55	33,08	32,23	26,1	24,5	24,03	27,78
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol	12,09	5,65	7,45	8,47	9,45	8,68	4,92	9,92
Mt	6,76	6,18	6,7	5,94	6,47	6,64	8,48	5,58
Il	6,76	6,89	6,84	6,91	6,95	7,12	7,14	6,99
Hem	0	0	0	0	0	0	0	0
Ap	2,09	2,09	2,2	2,76	2,92	2,34	2,57	2,36
ID	31,91	29,27	28,29	29,21	30,68	34,13	35,76	30,74
IAIk	1,73	1,56	1,5	1,51	1,49	1,58	1,57	1,49
IP	0,77	0,65	0,57	0,59	0,53	0,58	0,57	0,54
FEMG	0,14	0,17	0,17	0,18	0,14	0,17	0,07	0,18
Mg #	63,37	58,37	57,61	59,15	59,46	55,46	53,08	59,41

132. Basanita (Px-Ol). Coladas basálticas de 1646. MAGNA
275. Basanita (Px-Ol). Volcán Martín (1646). MAGNA
7. Basanita (Px-Ol). Tigalate. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
8. Basanita (Px-Ol). Tigalate. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
9. Basanita (Px-Anf). Tigalate. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
10. Basanita (Px-Anf). Tigalate. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
11. Basanita (Px-Anf). Tigalate. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
12. Basanita (Px-Ol). Tigalate. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)

Tabla 5.7 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones históricas (Siglo XVI)

	1677			San Antonio	
Nº Muestra	121	13	14	15	16
SiO ₂	42,15	43,09	43,90	45,04	45,47
TiO ₂	3,43	3,72	3,68	3,70	3,57
Al ₂ O ₃	13,11	15,03	15,73	14,58	14,06
Fe ₂ O ₃	4,35	4,47	4,79	5,43	4,06
FeO	7,59	7,81	6,99	4,81	7,56
MnO	0,19	0,22	0,33	0,23	0,21
MgO	11,40	6,95	6,77	8,02	8,28
CaO	10,14	11,22	10,07	10,72	11,19
Na ₂ O	4,87	3,81	4,42	4,26	3,50
K ₂ O	1,64	1,84	2,02	1,58	1,73
P ₂ O ₅	0,99	1,06	1,03	0,96	0,91
H ₂ O+CO ₂	0,70	0,14	0,19	0,29	0,24
Cr	272	83	93	195	237
Ni	121	43	35	92	79
Co	49				
Sc	27				
V	348				
Cu	90				
Pb	6				
Zn	143	81	91	63	5
Sn	4,08				
Mo	5,45				
Rb	38	38	39	34	38
Cs	1,14				
Ba	571	738	763	721	666
Sr	1200	1123	1150	1012	989
Tl	0,04				
Ga	24				
Li	9,34				
Be	3,48				
Ta	5,15				
Nb	95				
Hf	7,10				
Zr	328	247	286	218	216
Y	36	32	37	33	34
Th	7,85				
U	2,31				

Tabla 5.7 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones históricas (Siglo XVI)

	1677			San Antonio	
Nº Muestra	121	13	14	15	16
La	88,27	109,00	126,00	97,00	97,00
Ce	168,46				
Pr	19,40				
Nd	74,73				
Sm	13,42				
Eu	3,99				
Gd	11,71				
Tb	1,55				
Dy	7,35				
Ho	1,26				
Er	3,01				
Tm	0,42				
Yb	2,32				
Lu	0,34				
Q	0	0	0	0	0
Or	9,69	10,87	11,94	9,34	10,22
Ab	3,51	9,99	12,92	17,09	14,83
An	9,07	18,48	17,12	16	17,55
Ne	20,42	12,05	13,26	10,27	8,01
Di	27,53	24,17	20,72	24,07	25,5
Hy	0	0	0	0	0
Ol	14,52	7,66	7,45	6,18	9,66
Mt	6,31	6,48	6,95	5,53	5,89
Il	6,51	7,07	6,99	7,03	6,78
Hem	0	0	0	1,62	0
Ap	2,29	2,46	2,39	2,22	2,11
ID	33,62	32,92	38,12	36,7	33,06
IAIk	1,78	1,55	1,67	1,6	1,52
IP	0,75	0,55	0,6	0,6	0,54
FEMG	0,12	0,18	0,13	0	0,16
Mg #	66,71	54,29	54,79	62,59	59,89

- 121. Basanita (Px-Ol). Coladas basálticas de la erupción de 1677. MAGNA
- 13. Basanita (Px-Ol-Anf). San Antonio HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
- 14. Basanita (Px-Ol-Anf). San Antonio HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
- 15. Basanita (Px-Ol-Anf). San Antonio HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
- 16. Basanita (Px-Ol-Anf). San Antonio HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)

Tabla 5.7 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones históricas (Siglo XVI)

	El Charco (1712)					
Nº Muestra	24	17	18	19	20	19
SiO ₂	44,50	43,84	44,99	45,11	45,40	42,60
TiO ₂	3,78	3,57	3,70	3,79	3,36	3,88
Al ₂ O ₃	14,64	13,29	14,56	13,42	16,12	12,74
Fe ₂ O ₃	4,05	3,86	3,56	4,04	4,39	13,84
FeO	8,06	8,14	8,23	7,89	6,55	0,00
MnO	0,19	0,22	0,24	0,21	0,23	0,20
MgO	6,48	9,39	7,19	8,69	5,26	8,81
CaO	10,04	12,03	10,97	11,19	10,07	11,52
Na ₂ O	3,77	3,23	3,91	3,50	4,91	3,60
K ₂ O	1,93	1,61	1,91	1,71	2,38	1,62
P ₂ O ₅	1,09	0,91	0,94	0,93	1,07	0,89
H ₂ O+CO ₂	0,80	0,25	0,22	0,23	0,35	0,39
Cr	147	293	177	332	65	349
Ni	78	115	49	97	16	150
Co	47					54
Sc	25					
V	370					327
Cu	93					115
Pb	6					
Zn	156	83	86	81	98	121
Sn	6,76					
Mo	6,76					
Rb	54	35	39	39	50	37
Cs	0,67					
Ba	817	639	749	662	931	612
Sr	1653	909	1114	943	1395	1194
Tl	0,05					
Ga	28					
Li	9,49					
Be	3,80					
Ta	7,41					
Nb	133					87
Hf	9,36					
Zr	421	185	228	200	304	310
Y	45	33	35	31	39	36
Th	12,03					
U	3,39					

Tabla 5.7 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones históricas (Siglo XVI)

	El Charco (1712)					
Nº Muestra	24	17	18	19	20	19
La	124,85	134,00	119,00	127,00	142,00	99,00
Ce	233,91					
Pr	26,02					
Nd	98,47					
Sm	17,79					
Eu	5,27					
Gd	15,17					
Tb	1,97					
Dy	9,70					
Ho	1,72					
Er	3,96					
Tm	0,55					
Yb	2,90					
Lu	0,42					
Q	0	0	0	0	0	0
Or	11,41	9,51	11,29	10,11	14,07	9,57
Ab	17,47	8,17	12,72	13,9	14,34	3,99
An	17,33	17,01	16,54	15,86	14,92	13,82
Ne	7,82	10,38	11,03	8,51	14,74	14,34
Di	20,34	29,3	25,49	26,74	22,34	30,51
Hy	0	0	0	0	0	0
Ol	8,6	11,24	8,77	10,16	4,11	14,42
Mt	5,87	5,6	5,16	5,86	6,37	2,41
Il	7,18	6,78	7,03	7,2	6,38	7,37
Hem	0	0	0	0	0	0
Ap	2,53	2,11	2,18	2,15	2,48	2,06
ID	36,69	28,06	35,04	32,52	43,14	27,91
IAIk	1,6	1,47	1,59	1,54	1,77	1,55
IP	0,57	0,53	0,58	0,57	0,66	0,6
FEMG	0,21	0,17	0,22	0,16	0,16	0,31
Mg #	52,82	62,05	55,98	60,39	50,33	58,84

24. Basanita (Px-Ol-Anf). Fragmento de lava del 2º salidero de 1712. MAGNA
17. Basanita (Px-Ol-Anf). El Charco. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
18. Basanita (Px-Ol). El Charco. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
19. Basanita (Px-Ol). El Charco. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
20. Bsn/Tefr. El Charco. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
19. Basanita. Lava pahoe-hoe de 1712. KLÜGEL et al., (1999)

Tabla 5.7 (Cont.) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones históricas (Siglo XVI)

	Llano del Banco. San Juan (1949)									
Nº Muestra	110	6	7	8	9	21	22	23	24	25
SiO ₂	44,00	45,29	45,31	44,06	43,95	45,55	46,12	46,79	46,79	47,02
TiO ₂	3,50	3,39	3,36	3,39	3,53	3,34	3,36	3,50	3,47	3,49
Al ₂ O ₃	14,62	16,08	16,07	13,76	14,40	14,19	14,24	14,96	15,73	16,12
Fe ₂ O ₃	2,82	11,65	11,50	13,61	13,26	3,38	2,69	2,74	2,82	3,95
FeO	9,39	-	-	-	-	9,15	9,08	8,73	8,01	7,17
MnO	0,19	0,21	0,21	0,20	0,20	0,21	0,20	0,21	0,22	0,21
MgO	8,60	4,96	4,90	8,23	7,36	8,44	8,22	7,46	6,18	5,91
CaO	10,46	9,12	9,02	10,53	10,14	10,55	11,08	10,24	9,23	9,04
Na ₂ O	3,56	5,48	5,46	3,77	3,89	3,46	3,50	3,56	4,53	4,70
K ₂ O	1,29	2,31	2,36	1,32	1,53	1,30	1,35	1,58	2,02	2,15
P ₂ O ₅	0,68	0,85	0,89	0,69	0,75	0,73	0,71	0,78	0,85	0,88
H ₂ O+CO ₂	0,10	0,22	0,32	0,20	0,75	0,18	0,29	0,18	0,10	0,14
Cr	296	48	46	328	237	278	305	193	70	87
Ni	129	44	46	135	118	100	96	69	42	40
Co	49	30	28	58	55					
Sc	25	0	0	0	0					
V	302	254	237	280	294					
Cu	87	59	63	102	96					
Pb	3	6	6	4	0					
Zn	117	127	129	119	129	88	88	87	81	91
Sn	1,62	0,00	0,00	0,00	0,00					
Mo	3,26	0,00	0,00	0,00	0,00					
Rb	29	66	69	31	33	30	29	32	46	44
Cs	0,40									
Ba	411	752	790	427	498	484	489	509	700	708
Sr	907	1373	1446	932	1073	763	768	851	1079	1095
Tl	0,04									
Ga	22	22	23	19	22					
Li	7,70									
Be	2,21									
Ta	3,98	6,04	6,19	3,92						
Nb	70	107	121	67	77					
Hf	6,06	9,21	9,14	6,66	0,00					
Zr	270	415	443	280	318	187	175	216	266	280
Y	29	43	44	34	35	33	32	32	33	32
Th	5,59	12,40	12,56	6,11	0,00					
U	1,58	3,48	3,54	1,69	0,00					
La	58,15	106,20	109,40	64,35	79,00	77,00	75,00	106,00	96,00	113,00
Ce	116,53	194,70	200,60	126,50	133,00					
Pr	13,66	21,79	22,22	14,83	14,00					

Tabla 5.7 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones históricas (Siglo XVI)

	Llano del Banco. San Juan (1949)									
Nº Muestra	110	6	7	8	9	21	22	23	24	25
Nd	53,43	79,10	81,16	57,18	62,00					
Sm	10,24	13,88	14,18	10,73	6,00					
Eu	3,16	4,04	4,08	3,25						
Gd	8,98	11,55	11,86	9,49						
Tb	1,20	1,52	1,53	1,27						
Dy	6,24	7,45	7,55	6,41						
Ho	1,07	1,35	1,34	1,14						
Er	2,63	3,44	3,48	2,87						
Tm	0,37	0,44	0,44	0,36						
Yb	1,92	2,70	2,71	2,19						
Lu	0,30	0,37	0,38	0,30						
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	7,62	13,65	13,95	7,8	9,04	7,68	7,98	9,34	11,94	12,71
Ab	13,2	13,36	13,78	13,08	13,81	17,57	16,48	20,48	20,14	21,36
An	20,1	12,46	12,37	16,73	17,31	19,35	19,16	20,18	16,62	16,54
Ne	9,17	17,88	17,56	10,2	10,35	6,34	7,11	5,22	9,85	9,97
Di	22,07	22,21	21,66	25,1	22,77	22,75	25,17	20,61	19,08	18,05
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol	14,64	6,87	6,86	13,37	12,16	13,68	12,72	12,29	9,57	7,62
Mt	4,09	3,6	3,55	4,19	4,09	4,9	3,9	3,97	4,09	5,73
Il	6,65	6,44	6,38	6,44	6,7	6,34	6,38	6,65	6,59	6,63
Hem	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ap	1,58	1,97	2,06	1,6	1,74	1,69	1,64	1,81	1,97	2,04
ID	29,99	44,89	45,29	31,08	33,2	31,6	31,58	35,04	41,93	44,04
IAIk	1,48	1,89	1,91	1,53	1,57	1,48	1,47	1,51	1,71	1,75
IP	0,5	0,72	0,72	0,55	0,56	0,5	0,51	0,51	0,61	0,62
FEMG	0,25	0,33	0,33	0,27	0,28	0,24	0,26	0,26	0,26	0,19
Mq #	59,32	48,88	48,9	57,6	55,49	58,33	59,11	57,4	54,23	52,71

110. Basanita (Px-Ol). Coladas basálticas de Llano del Banco. Erupción de (1949). MAGNA
6. Tefrita. Lavas a 1100 m de Llano del Banco. KLÜGEL et al., (1999)
7. Tefrita. Lavas a 1270 m de Llano del Banco. KLÜGEL et al., (1999)
8. Basanita. Lava "aa" terminal del Llano del Banco. KLÜGEL et al., (1999)
9. Basanita. Lapilli próximo al centro del Llano del Banco. KLÜGEL et al., (1999)
21. Basanita (Px-Ol-Plg). San Juan. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
22. Basanita (Px-Ol-Plg). San Juan. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
23. Basanita (Px-Ol-Plg). San Juan. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
24. Basanita (Px-Plg). San Juan HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)
25. Basanita (Px-Ol-Plg). San Juan HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)

Tabla 5.7 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones históricas (Siglo XVI)

	Hoyo Negro (1949)								
Nº Muestra	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	44,12	42,42	43,54	48,75	48,67	47,14	46,03	45,38	45,41
TiO ₂	3,48	3,40	3,62	2,52	2,59	3,13	0,16	3,09	3,52
Al ₂ O ₃	13,91	11,77	12,82	17,60	17,06	15,76	17,08	16,13	15,32
Fe ₂ O ₃	13,80	13,57	13,44	9,43	9,59	11,18	10,32	10,77	12,08
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,20	0,19	0,21	0,21	0,21	0,21	0,24	0,24	0,23
MgO	8,03	11,76	9,84	3,37	4,04	5,51	3,30	3,57	6,18
CaO	10,85	10,64	10,97	7,14	7,14	8,50	8,84	8,89	9,01
Na ₂ O	3,64	3,06	3,29	5,73	5,75	5,19	6,01	6,07	4,89
K ₂ O	1,31	1,39	1,42	2,88	2,92	2,49	2,70	2,69	2,38
P ₂ O ₅	0,69	0,69	0,84	0,76	0,74	0,83	1,07	1,14	0,89
H ₂ O+CO ₂	0,30	0,53	0,30	0,43	0,42	0,36	0,27	0,31	0,42
Cr	328	767	377	39	60	115	0	21	127
Ni	126	309	215	35	53	77	8	15	84
Co	46	60	62	39	23	39	22	16	51
Sc									
V	309	305	290	182	191	221	219	209	257
Cu	89	116	113	56	58	60	27	35	71
Pb	0	3	0	0	3	0	8	9	0
Zn	143	116	126	134	141	137	131	142	141
Sn									
Mo									
Rb	30	38	33	69	103	70	79	79	58
Cs									
Ba	482	500	597	1169	1095	940	865	1034	849
Sr	975	916	1205	1856	1791	1572	1594	1892	1618
Tl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ga	19	16	21	30	29	26	21	25	26
Li									
Be									
Ta	0,00	3,97	0,00	0,00	9,58	0,00	7,02	9,33	0,00
Nb	74	70	96	168	193	164	122	185	150
Hf	0,00	6,27	0,00	0,00	11,73	0,00	9,86	13,24	0,00
Zr	284	273	344	570	640	549	453	614	495

Tabla 5.7 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones históricas (Siglo XVI)

	Hoyo Negro (1949)								
Nº Muestra	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Th		7,42			26,80		16,63	18,44	
Ce	135,00	128,40	173,00	263,00	257,10	238,00	244,50	264,80	240,00
Pr	15,00	14,66	19,00	25,00	25,99	24,00	26,94	31,19	25,00
Nd	61,00	55,23	74,00	86,00	86,11	84,00	96,57	111,90	87,00
Sm	11,00	10,19	13,00	14,00	13,62	12,00	16,40	18,62	15,00
Eu		3,02			3,88		4,68	5,05	
Gd		8,81			11,41		13,60	13,73	
Tb		1,18			1,47		1,75	1,90	
Dy		5,90			7,22		8,74	9,58	
Ho		1,04			1,30		1,58	1,69	
Er		2,66			3,48		4,10	4,48	
Tm		0,33			0,45		0,53	0,58	
Yb		2,05			2,87		3,30	3,68	
Lu		0,28			0,41		0,45	0,53	
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	7,74	8,21	8,39	17,02	17,26	14,72	15,96	15,9	14,07
Ab	12,78	6,42	10,11	24,42	23	18,39	12,43	13,37	13,88
An	17,75	14,28	16,02	13,8	12,12	12,35	11,65	8,82	12,82
Ne	9,76	10,55	9,6	13,04	13,9	13,83	20,82	20,58	14,9
Di	25,58	27,26	26,48	13,69	15,1	19,82	21,12	22,9	21,14
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol	12,88	18,86	15,37	6,23	7	8,64	7	3,72	9,68
Mt	4,25	4,19	4,15	2,9	2,96	3,45	3,18	3,32	3,73
Il	6,61	6,46	6,88	4,79	4,92	5,94	0,3	5,87	6,69
Hem	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ap	1,6	1,6	1,95	1,76	1,71	1,92	2,48	2,64	2,06
ID	30,28	25,18	28,11	54,48	54,16	46,93	49,2	49,85	42,84
IAIk	1,5	1,5	1,49	2,07	2,12	1,93	2,01	2,08	1,85
IP	0,53	0,56	0,54	0,71	0,74	0,71	0,75	0,8	0,69
FEMG	0,28	0,21	0,23	0,38	0,34	0,3	0,52	0,39	0,29
Mg #	56,67	66,06	62,18	44,56	48,61	52,55	41,83	42,69	53,48

10. Basanita. Lapilli escoriáceo alrededor del crater de Hoyo Negro. KLÜGEL et al., (1999)
11. Basanita. Bomba a 150 m al NW del crater de Hoyo Negro. KLÜGEL et al., (1999)
12. Basanita. Bomba alrededor del crater de Hoyo Negro. KLÜGEL et al., (1999)
13. Tefri-Fonolita. Bomba a 150 m al NW del crater de Hoyo Negro. KLÜGEL et al., (1999)
14. Tefri-Fonolita. Bomba a 150 m al NW del crater de Hoyo Negro. KLÜGEL et al., (1999)
15. Tefri-Fonolita. Bomba al norte de Hoyo Negro. KLÜGEL et al., (1999)
16. Tefri-Fonolita. Bomba a 100 m al W del crater de Hoyo Negro. KLÜGEL et al., (1999)
17. Tefri-Fonolita. Bomba a 200 m al NW del crater de Hoyo Negro. KLÜGEL et al., (1999)
18. Tefri-Fonolita. Bomba alrededor del crater de Hoyo Negro. KLÜGEL et al., (1999)

Tabla 5.7 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones históricas (Siglo XVI)

	Duraznero (1949)					
Nº Muestra	60	1	2	3	4	5
SiO ₂	44,50	45,43	45,22	44,73	43,41	43,76
TiO ₂	3,55	3,41	3,39	3,39	3,46	3,42
Al ₂ O ₃	14,22	16,27	16,05	15,01	13,64	13,70
Fe ₂ O ₃	4,15	11,89	11,65	12,42	13,62	13,70
FeO	7,52	-	-	-	-	-
MnO	0,17	0,21	0,21	0,21	0,20	0,20
MgO	8,22	4,93	4,91	6,40	7,97	8,18
CaO	10,95	9,17	9,09	9,76	10,63	10,69
Na ₂ O	3,06	5,08	5,24	4,68	3,76	3,76
K ₂ O	1,82	2,29	2,32	1,89	1,26	1,28
P ₂ O ₅	0,71	0,90	0,87	0,81	0,72	0,70
H ₂ O+CO ₂	0,80	0,47	0,42	0,27	0,26	0,26
Cr	289	36	47	161	309	338
Ni	112	46	50	86	133	142
Co	52	57	34	40	61	49
Sc	29					
V	311	262	257	273	298	299
Cu	102	65	70	80	101	108
Pb	4	6	6	0	4	0
Zn	118	137	130	125	127	126
Sn	2,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mo	11,85	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	28	65	68	44	34	29
Cs	0,74	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	435	786	768	622	435	452
Sr	955	1425	1426	1211	932	979
Tl	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ga	23	27	24	22	19	21
Li	11,39					
Be	2,89					
Ta	3,41	6,13	6,19	0,00	4,10	0,00
Nb	63	119	115	101	62	68
Hf	6,48	9,17	9,34	0,00	6,79	0,00
Zr	277	427	445	370	273	290
Y	31	45	44	39	38	35
Th	6,05	12,65	12,62	0,00	6,45	0,00
U	1,60	3,55	3,49	0,00	1,73	0,00
La	64,26	108,60	109,10	94,00	66,85	70,00
Ce	126,25	198,60	201,00	162,00	131,30	129,00
Pr	15,01	22,15	22,22	15,00	15,60	15,00
Nd	59,41	80,20	80,52	68,00	60,29	57,00
Sm	11,21	14,11	13,87	14,00	11,33	12,00
Eu	3,26	4,13	4,09		3,41	
Gd	9,27	11,94	11,97		9,92	

Tabla 5.7 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones históricas (Siglo XVI)

	Duraznero (1949)					
Nº Muestra	60	1	2	3	4	5
Tb	1,38	1,55	1,53		1,33	
Dy	6,60	7,67	7,62		6,74	
Ho	1,26	1,38	1,37		1,19	
Er	2,85	3,50	3,51		2,98	
Tm	0,39	0,44	0,44		0,36	
Yb	2,37	2,77	2,70		2,22	
Lu	0,32	0,38	0,37		0,31	
Q	0	0	0	0	0	0
Or	10,76	13,53	13,71	11,17	7,45	7,56
Ab	13,42	14,95	14,19	13,38	12,5	12,34
An	19,69	14,83	13,42	14,37	16,62	16,73
Ne	6,76	15,19	16,33	14,2	10,46	10,55
Di	23,87	20,24	21,2	23,35	25,44	25,69
Hy	0	0	0	0	0	0
Ol	9,98	7,69	7,13	9,71	12,69	13,1
Mt	6,02	3,67	3,6	3,83	4,2	4,22
Il	6,74	6,48	6,44	6,44	6,57	6,5
Hem	0	0	0	0	0	0
Ap	1,64	2,09	2,02	1,88	1,67	1,62
ID	30,93	43,67	44,23	38,75	30,41	30,46
IAIk	1,48	1,82	1,86	1,72	1,52	1,52
IP	0,49	0,67	0,69	0,65	0,55	0,55
FEMG	0,15	0,34	0,33	0,3	0,28	0,27
Mg #	59,63	48,22	48,62	53,66	56,8	57,3

60. Basanita (Px-Ol). Frente último de la colada del Duraznero (1949), por el este.
MAGNA

1. Tefrita. Escorias del crater del Duraznero. KLÜGEL et al., (1999)
2. Tefrita. Bomba a 150 m al SW del crater Duraznero. KLÜGEL et al., (1999)
3. Tefr/Bsn. Spatter a 100 m al W del crater Duraznero. KLÜGEL et al., (1999)
4. Basanita. Lapilli escoriáceo alrededor del crater Duraznero. KLÜGEL et al., (1999)
5. Basanita. Lava de colada final del Duraznero. KLÜGEL et al., (1999)

Características semejantes se aprecian en los materiales correspondientes a la erupción de El Charco de 1712 (Fig. 5.27), con un predominio de materiales basaníticos de bajo grado de diferenciación (ID 28-37) y algún término tefrítico algo más diferenciado (ID~43). Durante el siglo XX, la erupción de 1949 es la que adquiere una diversificación más significativa con la emisión de materiales de composición basanítica y tefrítica (Fig. 5.28), que llega a fono-tefrítica en los materiales volcánicos (bombas) del volcán Hoyo Negro (KlÜgel y colaboradores, 1999). Estas características contrastan con las de la erupción del Teneguía (1971), cuyos materiales son todos de composición basanítica.

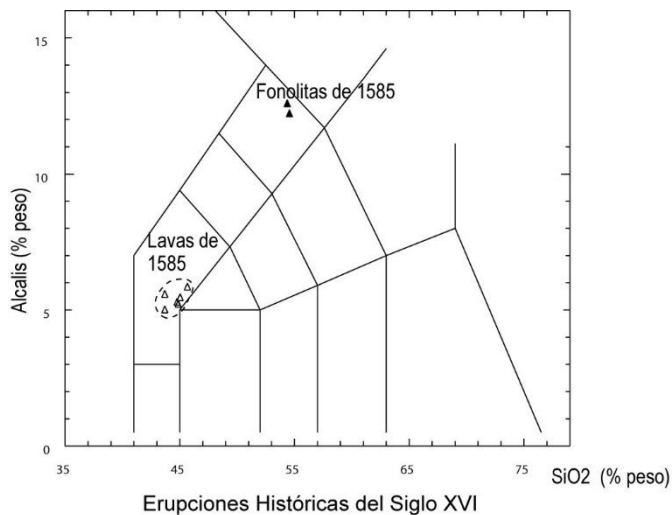


Fig. 5.25. Diagrama TAS de las erupciones históricas (Siglo XVI).

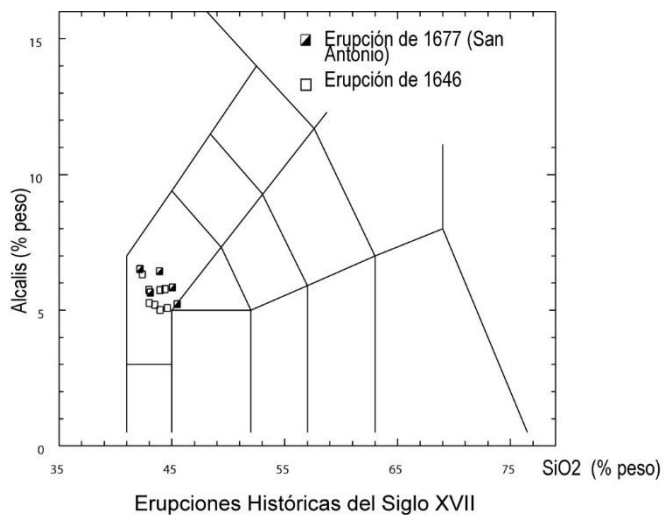
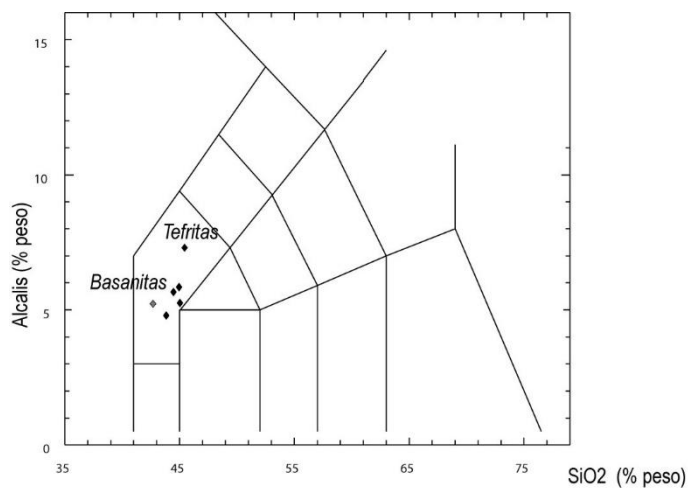
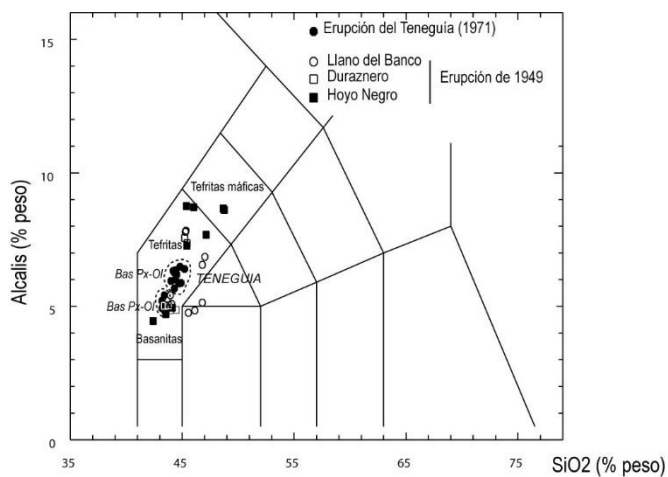


Fig. 5.26. Diagrama TAS de las erupciones históricas (Siglo XVII)



Erupciones Históricas del Siglo XVIII

Fig. 5.27.- Diagrama TAS de las erupciones históricas (Siglo XVIII).



Erupciones Históricas del Siglo XX

D

Fig. 5.28.- Diagrama TAS de las erupciones históricas (Siglo XX).

Estas peculiaridades composicionales se reflejan asimismo en los diagramas de variación AFM (Figs. 5.29; 5.30; 5.31 y 5.32), en los que se observa que en todos los episodios históricos los materiales lávicos basaníticos se proyectan próximos a la zona de inflexión, con diversificación hacia términos más alcalinos –tefritas y fonotefritas–. Estas tendencias son más pronunciadas en la erupción de 1949 y en algunas lavas de 1712, destacando en particular los materiales fonolíticos de 1585, que suponen el extremo más alcalino de las erupciones históricas.

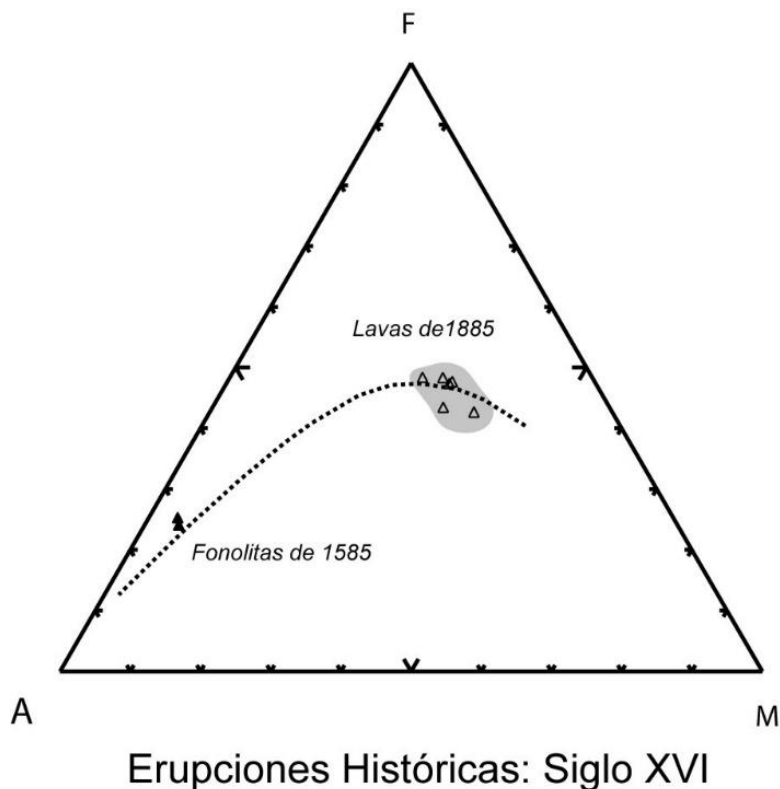


Fig. 5.29. Diagrama AFM de las erupciones históricas (Siglo XVI).



Fig. 5.30. Diagrama AFM de las erupciones históricas (Siglo XVII).



Fig. 5.31. Diagrama AFM de las erupciones históricas (Siglo XVIII).

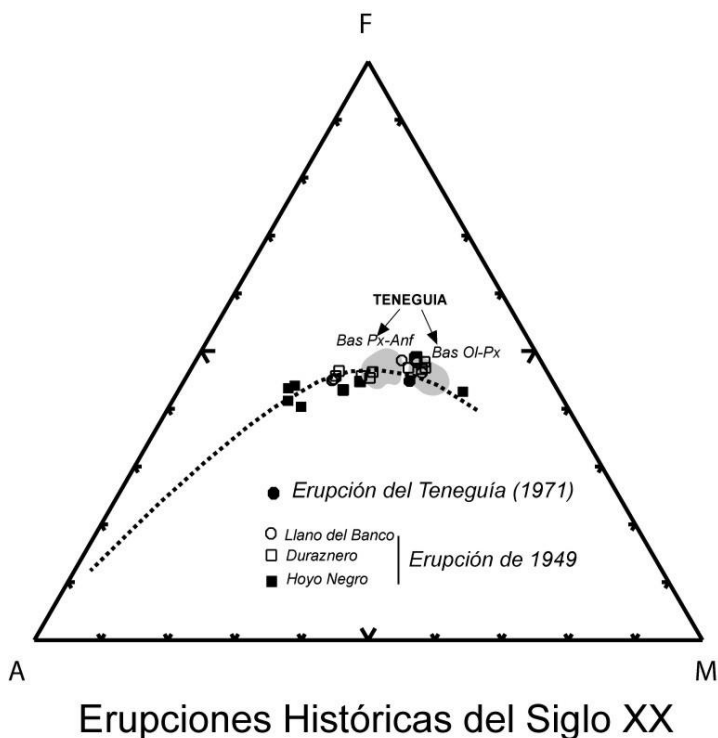
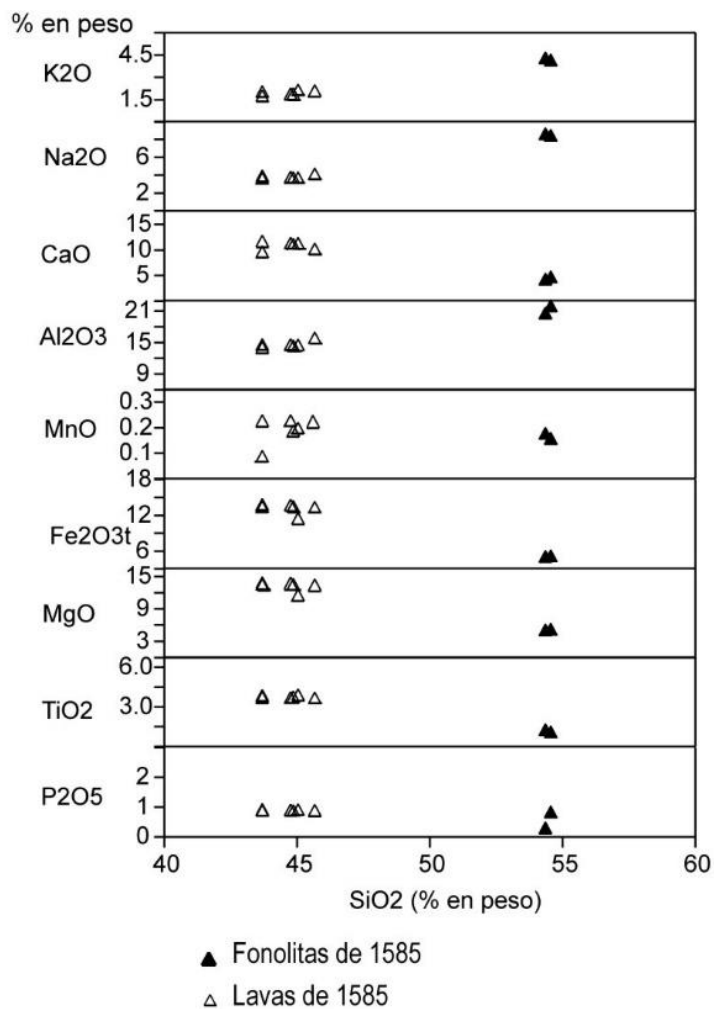


Fig. 5.32. Diagrama AFM de las erupciones históricas (Siglo XX).

Las características elementales de estos episodios volcánicos pueden individualizarse en los diagramas de variación de los elementos mayoritarios y trazas frente a los contenidos en SiO_2 . En el caso de los óxidos mayoritarios, prácticamente en todos los diagramas (Fig. 5.33; 34; 35; y 5.36) se evidencia un incremento de los contenidos en álcalis (K_2O y Na_2O) y Al_2O_3 , que se contraponen con los decrementos en CaO , Fe_2O_3 y MgO . Estas variaciones son poco significativas en los diagramas correspondientes a los materiales basaníticos de la erupción de 1585 y a las erupciones del siglo XVII. Es clara, en cambio, la tendencia al decremento en contenidos de P_2O_3 que afecta a los términos más evolucionados.



Erupciones Históricas del Siglo XVI

Fig. 5.33. Diagrama de variación de elementos mayores de erupciones históricas (Siglo XVI).

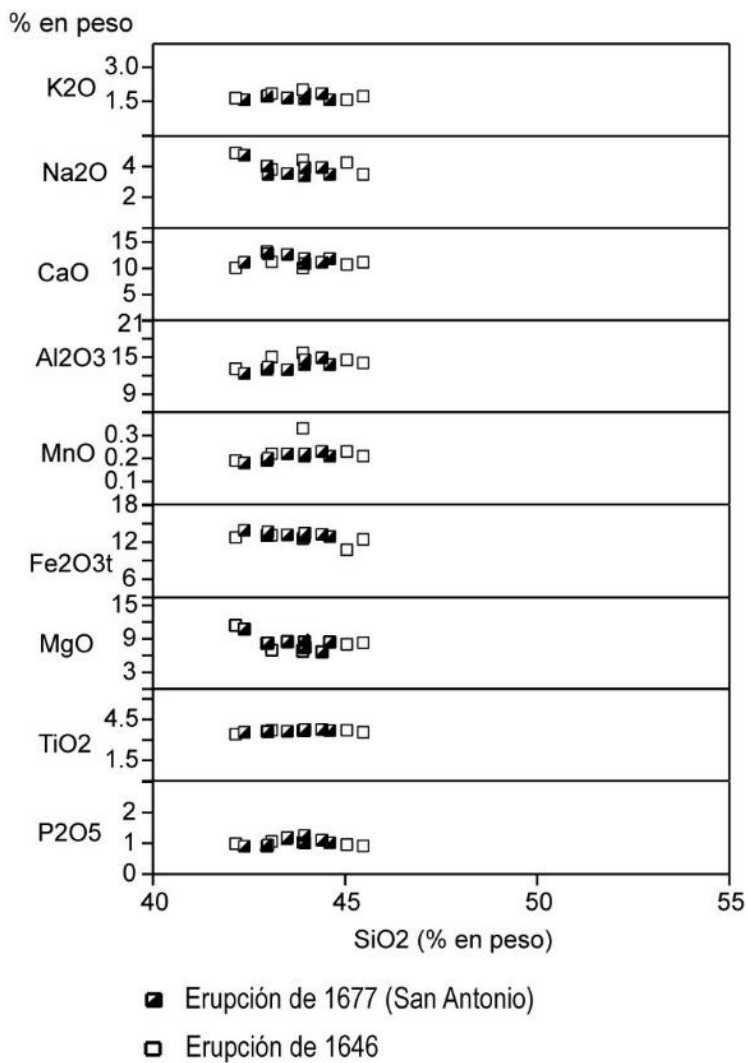
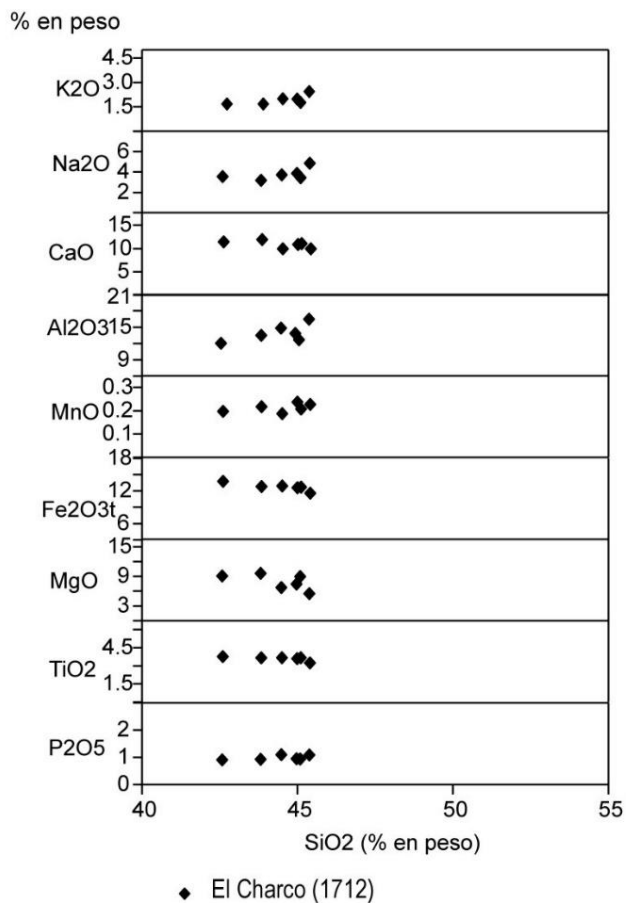
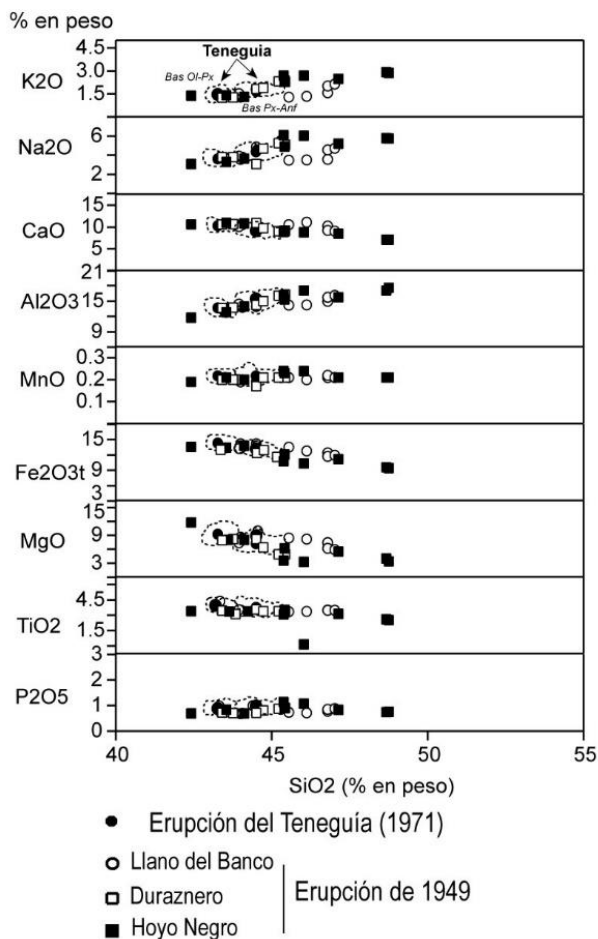


Fig. 5.34. Diagrama de variación de elementos mayores de las erupciones históricas (Siglo XVII).



Erupciones Históricas del Siglo XVIII

Fig. 5.35. Diagrama de variación de elementos mayores de las erupciones históricas (Siglo XVIII).

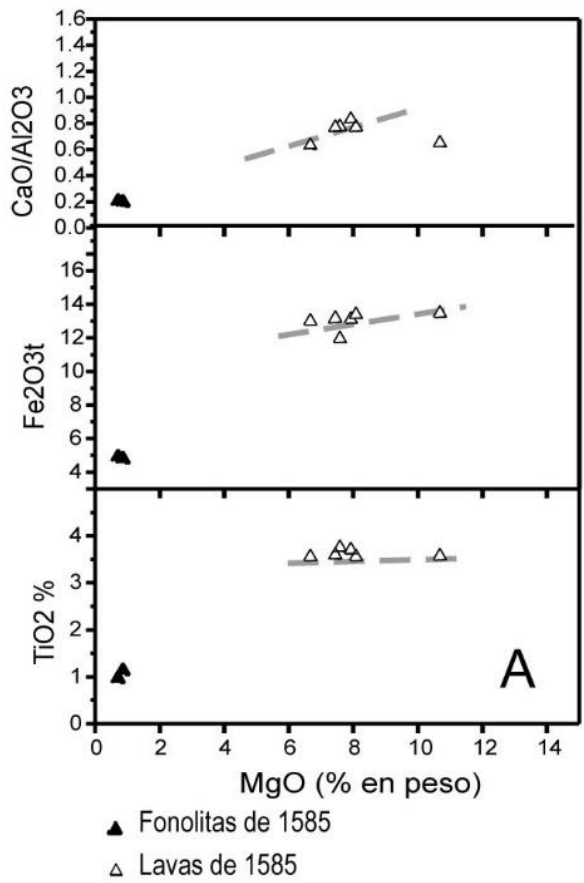


Erupciones Históricas del Siglo XX

Fig. 5.36. Diagrama de variación de elementos mayores de las erupciones históricas (Siglo XX).

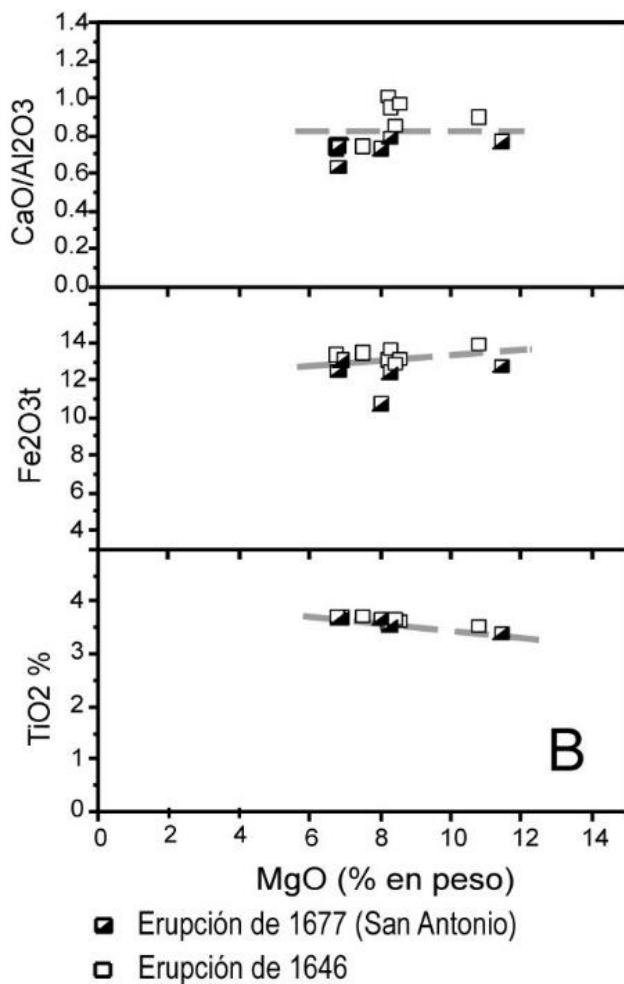
Las características evolutivas que afectan a los diferentes episodios eruptivos pueden definirse mejor en los diagramas de las Figs. 5.37; 5.38; 5.39; y 5.40, en los que se confrontan las variaciones de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, Fe_2O_{3t} , y TiO_2 con los contenidos en MgO . En lo que respecta a la erupción de 1585 (Fig. 5.37) sólo se observa una ligera correlación de los contenidos en hierro total y de la relación calcio-aluminio con el magnesio, lo que denotaría procesos de fraccionación poco significativos de óxidos de hierro y clinopiroxenos, quedando totalmente aislados los materiales fonolíticos de 1585. Menos significativas son las variaciones observadas en los materiales lávicos de las erupciones del siglo XVII (Fig. 5.38), con pobres o casi nulas

correlaciones en $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y Fe_2O_3 y tendencias negativas respecto al contenido en titanio. Por el contrario las variaciones observadas durante la erupción de 1712 (Fig. 5.39) evidencian buenas correlaciones, indicativas de procesos de fracción de clinopiroxenos, y en menor medida de óxidos de hierro. Por último las erupciones del siglo XX (Fig. 5.40) presentan una buena correlación de la relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ frente al MgO , indicativo de que la fracción de clinopiroxenos es un proceso que afecta a todos los ciclos eruptivos. Sin embargo la fracciónación de óxidos Fe-Ti presenta una importante flexión, próxima a contenidos del 7% de MgO , que señala la mayor incidencia de este proceso en los términos más evolucionados.



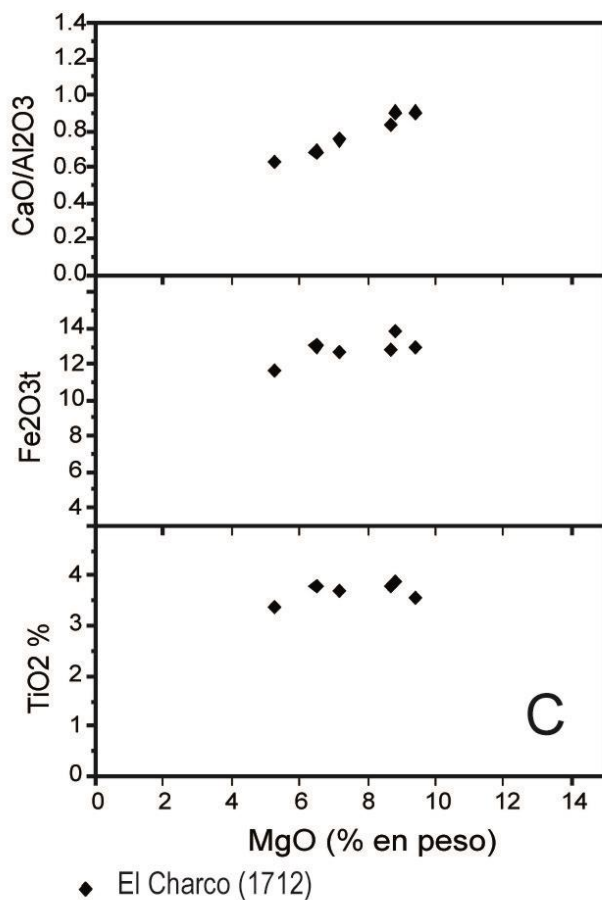
Erupciones Históricas del Siglo XVI

Fig. 5.37. Diagramas de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones históricas (Siglo XVI).



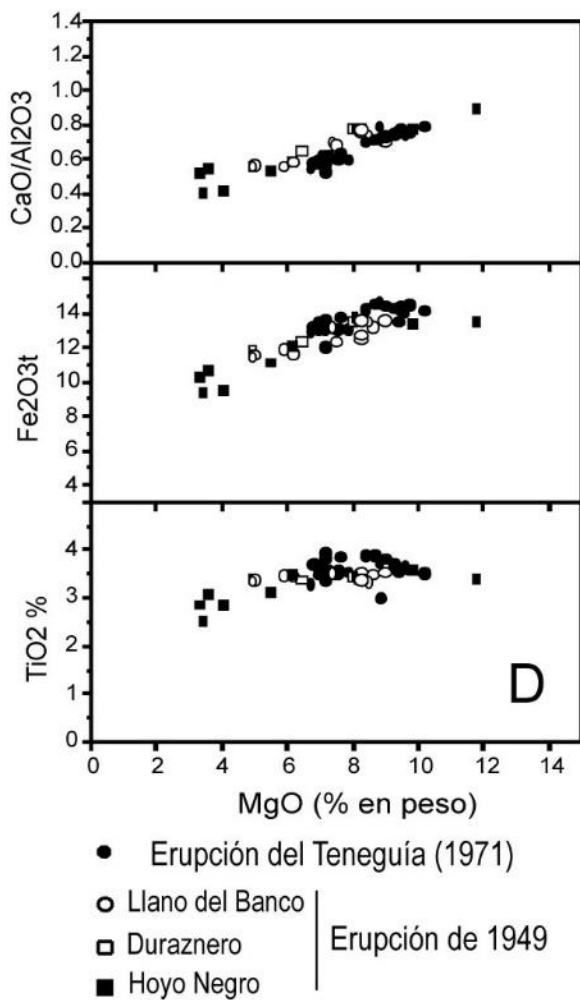
Erupciones Históricas del Siglo XVII

Fig. 5.38. Diagramas de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones históricas. (Siglo XVII).



Erupciones Históricas del Siglo XVIII

Fig. 5.39. Diagramas de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones históricas. (Siglo XVIII).

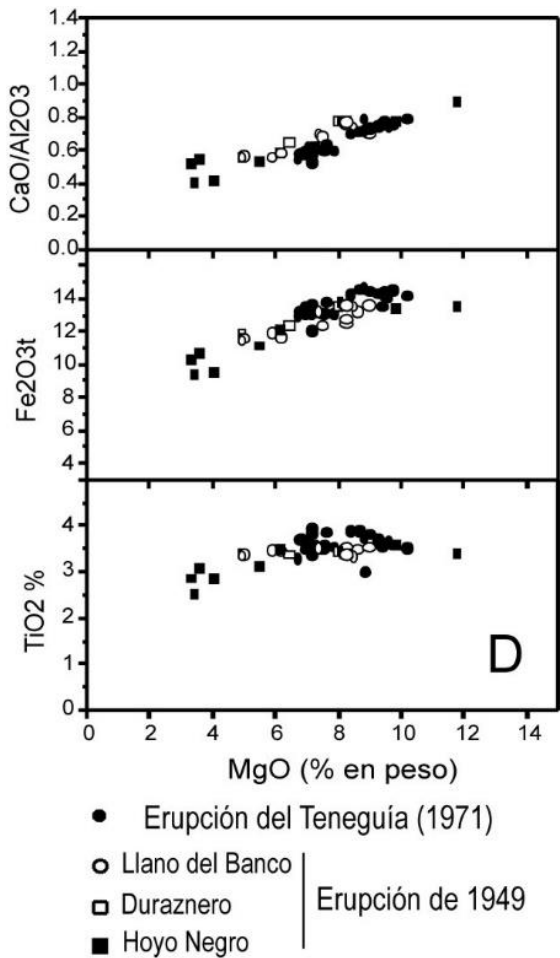


Erupciones Históricas del Siglo XX

Fig. 5.40. Diagramas de variación de CaO/Al₂O₃ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones históricas. (Siglo XX).

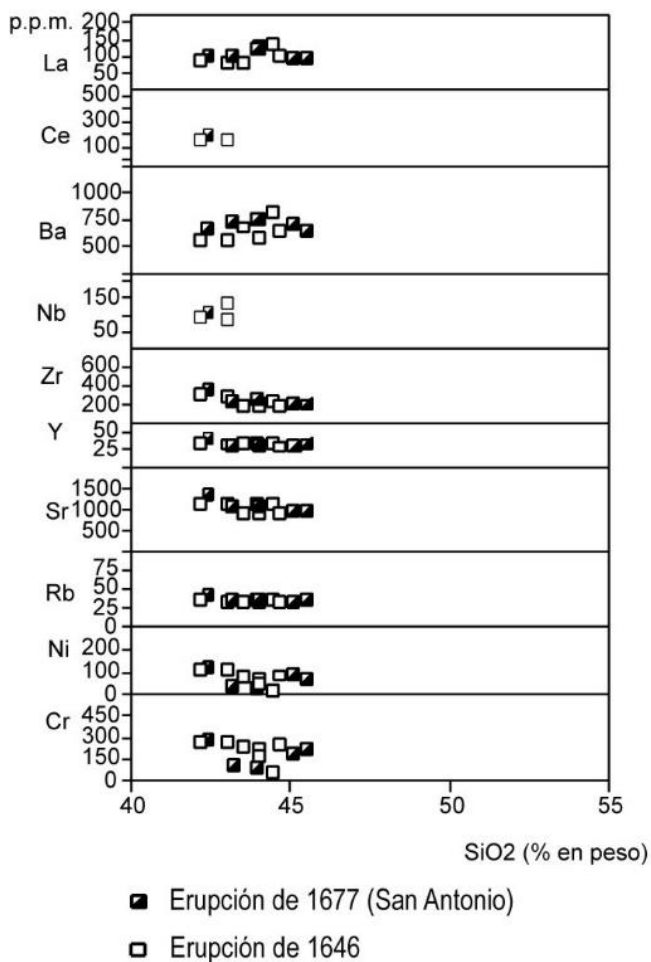
Las variaciones de los elementos menores (Figs.5.41 a 5.44) reflejan en parte las observaciones anteriormente señaladas. En casi todos los ciclos eruptivos las concentraciones de Cr y Ni

decrecen desde los términos basaníticos a los más evolucionados, indicativo de la fraccionación de olivino y clinopiroxenos, observándose la incidencia de procesos acumulativos de minerales máficos en varios episodios eruptivos. Los elementos típicamente incompatibles, como Ba, Nb y Rb, tienden a presentar incrementos, más señalados en los términos diferenciados, y menos en los ciclos eruptivos poco evolucionados.



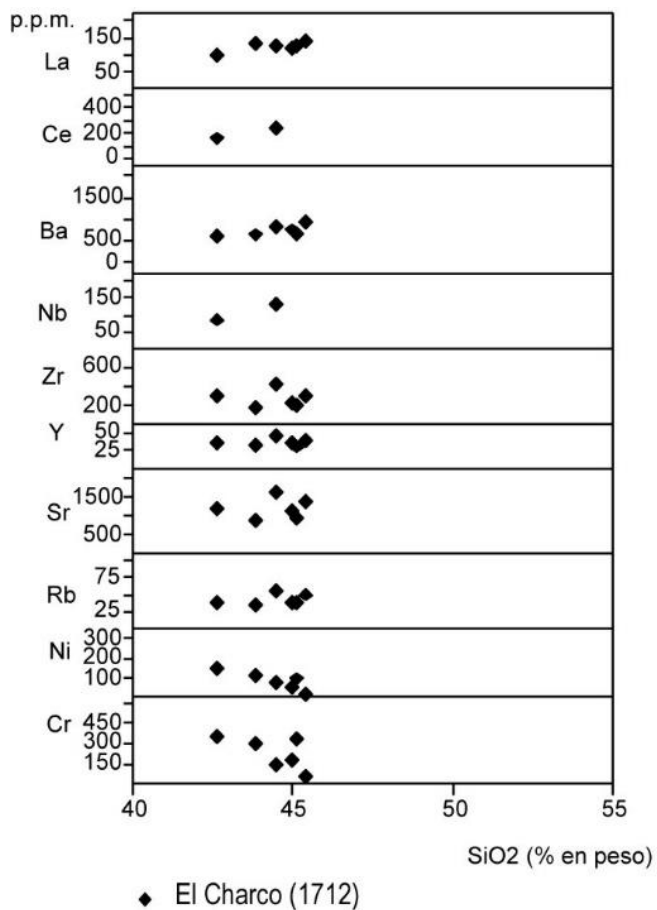
Erupciones Históricas del Siglo XX

Fig. 5.41. Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones históricas (Siglo XVI).



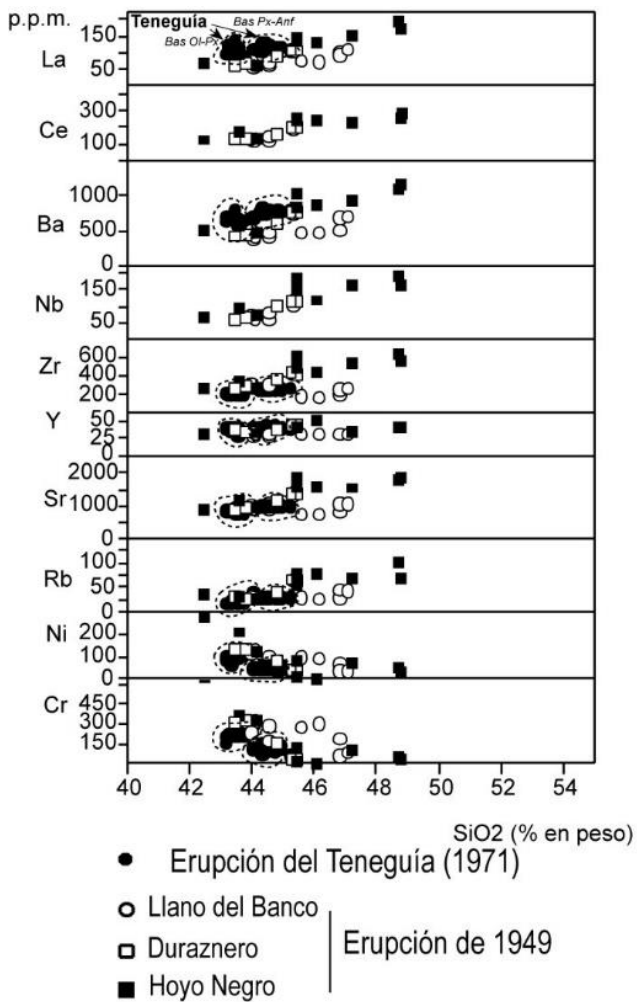
Erupciones Históricas del Siglo XVII

Fig. 5.42. Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones históricas (Siglo XVII).



Erupciones Históricas del Siglo XVIII

Fig. 5.43. Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones históricas (Siglo XVIII).



Erupciones Históricas del Siglo XX

Fig. 5.44. Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones históricas (Siglo XX).

En cuanto a los contenidos en La y Ce, tienden a incrementarse desde los términos basáníticos a los tefríticos y fonolíticos, variaciones que se ponen de manifiesto en los diagramas de Tierras Raras normalizadas, (REE/Condritas), de las Figs. 5.45 a 5.48. En la erupción de 1585 (Fig.5.45) se observa un marcado contraste entre los materiales basáníticos (La/Yb 33-35), y los fonolíticos (La/Yb~52), con un claro enriquecimiento relativo en La y Ce y con valores de REE pesadas prácticamente equivalentes a las series basálticas de 1585, pero con un marcado decremento en REE medias. Estas tendencias son en parte coincidentes con las observadas en algunos afloramientos fonolíticos, como en Mña. Enrique (19). Las erupciones del siglo XVI (Fig.5.46) presentan diagramas de distribución de REE con tendencias semejantes a las observadas en todas las erupciones basálticas históricas, con pequeñas variaciones en las relaciones (La/Yb 38-39), aún cuando suponen un pequeño enriquecimiento respecto a las establecidas para las basanitas de 1585. Estas características se repiten asimismo en la erupción de 1712 (Fig.5.47), en la que se conservan las mismas tendencias de variación, pero con relaciones (La/Yb= 43) superiores a las anteriormente establecidas. Es en la erupción de 1949 donde se presenta una mayor diversificación relativa, en correspondencia con las diferentes tipologías que se han establecido. En general prevalecen las mismas tendencias de distribución de REE (Fig.5.42), con un progresivo enriquecimiento en REE desde los términos basáníticos con relaciones (La/Yb=30-33) a los términos tefríticos (La/Yb 39-40). Se alcanzan valores extremos (La/Yb~54) en las tefri-fonolitas de las bombas de Hoyo Negro (Klügel y colaboradores, 1999), equivalentes a los determinados para las fonolitas de Jedey pero sin que se evidencie una deflexión tan señalada para los contenidos de REE medias. Los materiales basáníticos de la erupción del Teneguía presentan tendencias normales de distribución de REE (Fig.5.48), perfectamente concordantes con las variaciones observadas para los diferentes episodios históricos, con valores de relación (La/Yb=38) que se encuadran entre los límites anteriormente establecidos.

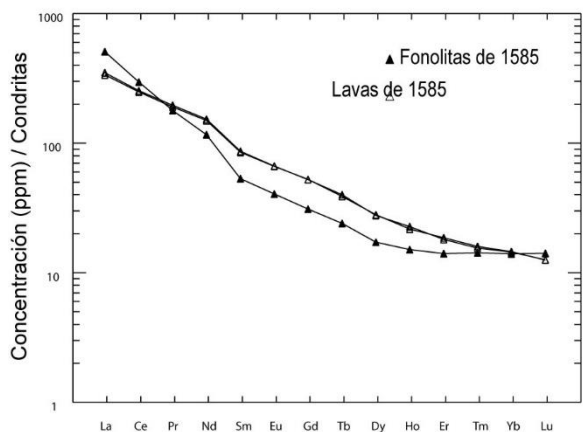


Fig. 5.45. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones históricas. (Siglo XVI).

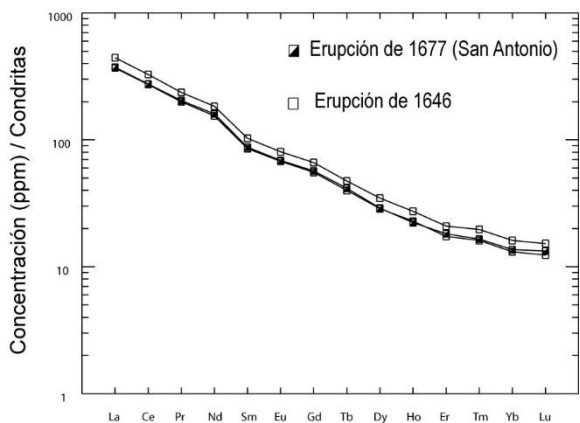


Fig. 5.46. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones históricas. (Siglo XVII).

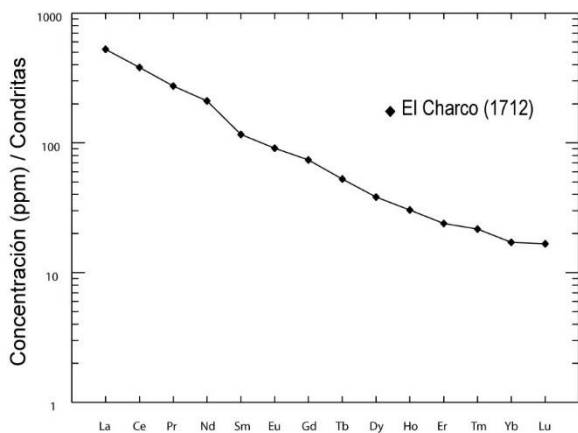


Fig. 5.47. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones históricas. (Siglo XVIII).

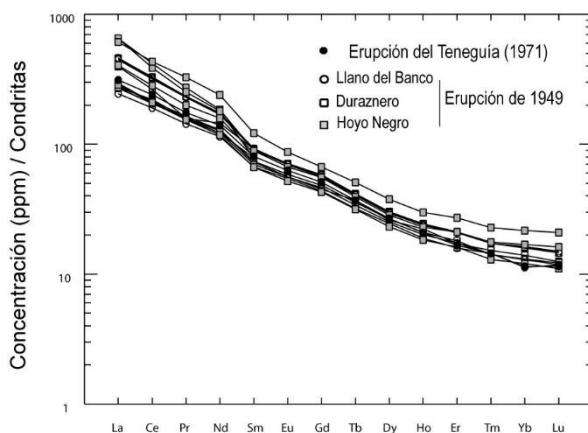


Fig. 5.48. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones históricas. (Siglo XX).

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la hoja de El Pueblo es relativamente sencilla, puesto que los materiales aflorantes en ella son todos de edad muy reciente. Así, mientras en los sectores central y septentrional de la isla, se pueden establecer los episodios de construcción desde las etapas submarinas a las subaéreas, en este sector meridional los episodios son muy continuados y recientes. La actividad eruptiva en La Palma se ha ido desplazando hacia el sur siendo en esta hoja la dorsal de Cumbre Vieja la responsable de la mayoría de las emisiones existentes. Esta rama del "rift" de orientación N-S, divide la hoja en dos mitades y configura la clásica construcción con tejado a dos aguas. No obstante, a modo de resumen, se pueden establecer las siguientes etapas, aunque sólo la última afecta directamente a la hoja. (nº 5)

1. La actividad eruptiva que ha formado el **Escudo Volcánico del Norte de La Palma** configura en las etapas avanzadas de evolución de este edificio volcánico un sistema de "rifts" múltiples. El meridional (**Rift o Dorsal de Cumbre Nueva**) se desarrolla más que los otros, posiblemente por el comienzo de la emigración hacia el sur del volcanismo, pauta que continuará durante el resto de la evolución de la isla. El "rift" de Cumbre Nueva forma una dorsal en tejado a dos aguas, posiblemente superando 2500 m de altura, con el eje mayor en dirección N-S y centrado aproximadamente en la vertical de El Paso. Esta dorsal sería muy similar a la actual de Cumbre Vieja, aunque con mayor altura y menor recorrido hacia el sur, dando lugar, posiblemente, a una configuración más inestable.

2. La progresiva inestabilidad del "rift" de Cumbre Nueva provocó el desplome de su flanco occidental (**Deslizamiento de Cumbre Nueva**), hecho ocurrido hace unos 56 ka (Carracedo y colaboradores, 1997, 1999 a y b). Como resultado de este deslizamiento quedó formada una amplia cuenca en forma de arco, con el borde occidental formando un cantil recto, el futuro cauce del Bco. de Las Angustias. De la dorsal de Cumbre Nueva sólo queda su flanco oriental, la actual dorsal del mismo nombre.

3. Inmediatamente después del deslizamiento la actividad continúa en el Escudo Volcánico del Norte, tanto en el interior de la cuenca de deslizamiento, donde forma rápidamente el **estratovolcán Bejenado**, como en otras partes del escudo. La actividad cesa hacia los 0.4 Ma, aunque aún se producen erupciones en el entorno del Bejenado, formándose conos periféricos que pueden enlazar con las primeras fases de formación de un nuevo "rift" ("**Rift" o Dorsal de Cumbre Vieja**) (Guillou y colaboradores, 1998; Carracedo y colaboradores, 1997, 1999 a y b).

4. Aunque no se ha podido determinar con exactitud, parece haber un distanciamiento entre la actividad residual alrededor del Bejenado y el comienzo de la formación de Cumbre Vieja, cuyas lavas más antiguas han sido datadas en 123 ka. Sin embargo, las primeras erupciones de Cumbre Vieja deben ser más antiguas.

5. En estos últimos 123 ka, al menos, la actividad se ha centrado en Cumbre Vieja, configurando un "rift" progresivamente estructurado en la dirección N-S. La previsible evolución geológica de este "rift" es similar a la de su antecesor de Cumbre Nueva, aunque pueden originarse cambios que la modifiquen hacia configuraciones más estables, fundamentalmente la progresión submarina del extremo sur del "rift", que podría rebajar la relación de aspecto del edificio volcánico y, en consecuencia, su inestabilidad.

7. HIDROGEOLOGÍA

Los aspectos relacionados con la Hidrogeología de La Palma se han tratado con más detalle en las Memorias correspondientes al sector Norte de la isla, donde se les ha dado un tratamiento general. Aunque el edificio volcánico Cumbre Vieja puede razonablemente considerarse como una estructura hidrogeológicamente definida respecto al resto de la isla, apenas se conoce desde este punto de vista por la ausencia de recursos hídricos explotables. En consecuencia, no existen galerías y sólo algunos pozos costeros, lo que impide el estudio de la estructura profunda de la dorsal y las características del acuífero.

7.1. CLIMA E HIDROLOGÍA

La isla de La Palma presenta un clima similar al del resto del Archipiélago Canario, con dos condicionantes básicos: la influencia de los vientos alisios y la altitud, con un amplio tramo de cumbre por encima de los 2000 m. En consecuencia, se aprecian dos zonas climatológicamente diferenciadas: la de barlovento, templada y húmeda, y la de sotavento, templada y seca, difuminada ésta por la distribución de las cumbres, que permite, en ocasiones, la acción directa de los alisios.

Esta isla suele verse afectada por las borrascas atlánticas con más intensidad y frecuencia que el resto de las islas canarias, por lo que cuenta con la pluviometría más alta del Archipiélago, especialmente en las áreas costeras de la zona de barlovento; de ahí el apelativo de “isla verde” con que cuenta dentro del mismo.

7.1.1. Pluviometría

Hasta hace tres décadas la red de observación meteorológica de La Palma era precaria. Por ello, el Proyecto Canarias SPA-15 (1970-1974) debió suplir la escasez de información empírica con el recurso a la inferencia estadística de los datos pluviométricos. En la actualidad, esta red se ha completado considerablemente, de manera que en el Plan Hidrológico de la isla se considera que el número de estaciones hidrológicas existentes (unas 60) son suficientes para las estimaciones hidrológicas necesarias.

Los datos recogidos en el Plan Hidrológico de La Palma (PHLP) arrojan una precipitación media de 740 mm/año (frente a los 650 mm/año inferidos en el SPA-15), estando el régimen pluviométrico de cada zona determinado por su vertiente y su cota. Este hecho se refleja en la Fig. 7.1, donde están recogidas las isoyetas medias anuales calculadas en el Plan Hidrológico de La Palma (1999), mostrando la distribución espacial de las precipitaciones en la isla.

7.1.2. Temperatura

Las temperaturas de La Palma son suaves, con variaciones diarias entre 7 y 8 °C y un gradiente por altura de 0.5 °C cada 100 m de ascenso. La Tabla 7.1 muestra una estimación de la temperatura en función de la altitud (SPA-15, 1975).

Tabla 7.1. Temperaturas de la isla en relación con la elevación del terreno

Altura	Media	Máxima	Mínima
0 - 800 m	15°-20°	25°-30°	10°-15°
> 800 m	13°-17°	20°-25°	0°-10°

7.1.3. Evapotranspiración

La evapotranspiración potencial (ETP) media fue fijada en el Proyecto SPA-15, mediante estimaciones obtenidas en razón directa de las temperaturas deducidas de observaciones en la isla de Tenerife. De la misma manera, la evapotranspiración real (ETR) fue estimada en unos 325 mm/año.

En el Plan Hidrológico de La Palma (1999), la ETP fue determinada mediante la fórmula de Thornwhite para todas las estaciones termométricas de la isla, excepto en aquellas zonas por encima de los 1200 m, que fue utilizada la fórmula de Penman-Montheith. Así, fueron elaboradas tres curvas que relacionaban cota y ETP, individualizadas para las vertientes nororiental, suroriental y occidental.

Con el fin de calcular la evapotranspiración real (ETR) se procedió a discretizar la isla mediante una malla cuadrangular de unas 150 celdas. En cada celda se estimó: ETP deducida de las curvas anteriores, pluviometría, días de lluvia, evaporación, transpiración y capacidad de retención. Con estos datos, se pasó a calcular el valor de la ETR mediante balances diarios de agua recibida, retenida o cedida por el suelo de cada una de las celdas de malla. Los valores obtenidos de esta manera en el conjunto de las celdas de cálculo ascendieron a 347 mm/año, que en promedio asciende a un 47% de la pluviometría insular (Fig. 7.2).

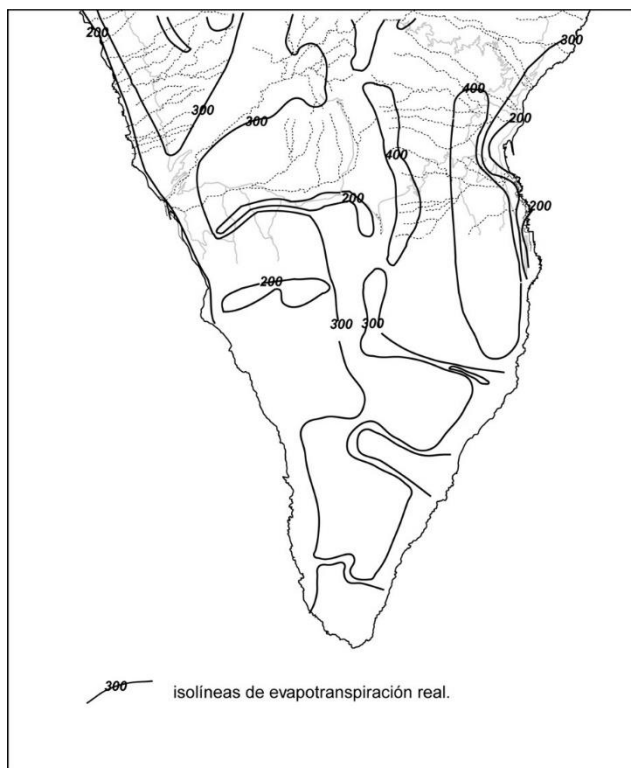


Fig. 7.2. Mapa de distribución espacial de la evapotranspiración real (ETR) para el sector sur de la isla (LPS).

La distribución espacial de las ETR refleja unos valores mínimos en bandas o zonas con coladas recientes, escasas de vegetación y muy permeables (Mazo y Fuencaliente o el Valle de Aridane), que facilitan la infiltración. Las zonas de las máximas ETR coinciden con áreas de laurisilva o vegetación muy frondosa (paredes septentrionales de la Caldera de Taburiente y tramos medios de la cordillera dorsal).

7.1.4. Escorrentía superficial

A excepción de la cuenca de la Caldera de Taburiente y su salida natural por el Barranco de Las Angustias, el flujo superficial por las vertientes es sumamente torrencial, con un frente de avenida que transporta gran cantidad de arrastres y una efímera cola de agotamiento. No existen datos estadísticos relativos a la frecuencia con que se producen dichas avenidas, aunque puede estimarse que en la zona norte de la isla, los barrancos descarguen por término medio dos o tres veces cada invierno. El Plan Hidrológico Insular (1999) recoge un estudio de

cada cuenca de la isla y una estimación de las aportaciones superficiales, ascendiendo el total de aportaciones a 8 Hm³/año.

Mención aparte merece la cuenca de La Caldera-Bco. de Las Angustias. La Caldera de Taburiente representa la cuenca hidrográfica más extensa de Canarias (56 Km²) y la de mayores aportaciones hídricas. Discurren por su interior una serie de arroyos que constituyen uno de los pocos ejemplos en el Archipiélago de corrientes superficiales permanentes, aunque hay que resaltar que gran parte de esta agua tiene un origen subterráneo en los nacientes existentes en el interior de la Caldera. Existen varios tomaderos a lo largo del Barranco de Las Angustias: Dos Aguas, La Estrechura, La Viña y Las Casitas. La aportación media anual asciende a 22.3 Hm³/año al circular por Dos Aguas (9.4 de origen superficial y 12.9 de origen subterráneo), parte de los cuales son captados y/o infiltrados al acuífero, estimándose que unos 7 Hm³/año son vertidos al mar.

7.1.5. Balance hidrológico

Como es sabido, un balance hidrológico consta de cuatro términos (precipitación, evapotranspiración, escorrentía superficial y recarga) de los que solamente la precipitación constituye un dato medido directamente. El resto de ellos se calculan mediante la aplicación de fórmulas y/o estimaciones que pueden ser discutibles y que precisan de cierta componente subjetiva por parte de quien realiza el balance.

Por ello, la presente memoria recoge tres balances realizados en otros tantos estudios en la isla de La Palma, como se indica en la Tabla 7.2.

Tabla 7.2. Distintas estimaciones del balance hidrológico de La Palma

	SPA-15 (1975)		Avance del Plan Hidrológico (1992)		Plan Hidrológico (1999)	
	Hm³/año	mm	H m³/año	mm	H m³/año	mm
P	480	660	51	740	51	740
ET	236	325 (49%)	23	340	24	347 (47% de
Esc	90	124 (19%)	15	23 (3%	15	23 (3% de P)
Re-	154	211 (32%)	26	377(51	26	370 (50% de

Como puede observarse en la Tabla, los balances realizados en el Avance del Plan Hidrológico (1992) y en el Plan Hidrológico en sí (1999) son prácticamente iguales, con un ligero aumento en la evapotranspiración real entre estos años.

Mayor diferencia se observa entre el balance realizado en el SPA-15 y los balances actuales, con un aumento significativo de la precipitación, un descenso de la escorrentía superficial y un aumento de la estimación de la recarga. El aumento en la precipitación ya ha sido explicado por a la mejora de la red de observación. La estimación de la escorrentía superficial disminuye drásticamente entre el SPA-15 y la actualidad, respondiendo a la importante componente subjetiva que comporta su cálculo. En el mismo Plan Hidrológico (1999), se reconoce este hecho y se basa esta estimación en los trabajos técnicos realizados en el Plan de Balsas del norte de Tenerife, comparables con La Palma. Aun así, se reconoce que este valor del 3% de P puede tener un apreciable margen de error, pero nunca como para llegar a los valores estimados en el SPA-15. En cuanto a la recarga, al ser calculada por diferencia entre el resto de los términos, sufre un importante incremento en los balances recientes. Este hecho ha sido señalado en trabajos recientes, donde se indica que puede ser excesiva y que debería estar sujeta a revisión (Roque, 1997).

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características hidrogeológicas de los materiales

Atendiendo a sus propiedades hidrogeológicas, los materiales que aparecen y tienen incidencia hidrogeológica en las Hojas correspondientes al Sur de La Palma son los que forman el "rift" o dorsal de Cumbre Nueva (del edificio volcánico Taburiente), el edificio volcánico Bejenado y el "rift" o dorsal de Cumbre Vieja.

Como ya se ha mencionado, la estructura interna de Cumbre Nueva y el edificio Bejenado se ha podido estudiar por medio de las galerías excavadas para la extracción de las aguas subterráneas y reciente perforación de un túnel para el trasvase de aguas del este al oeste de la isla. En cuanto a Cumbre Vieja, no existen estas galerías y los pozos costeros existentes apenas penetran en el edificio volcánico.

Dorsal de Cumbre Nueva: aunque los materiales piroclásticos han perdido en parte su permeabilidad, las lavas conservan una buena proporción de su porosidad primaria interconectada, por lo que se comportan como un conjunto de elevada permeabilidad. Sin embargo, el entrecruzamiento de diques y la fuerte anisotropía vertical permiten que la superficie piezométrica se encuentre a una altura considerable sobre el zócalo impermeable.

Las características y disposición del agua subterránea en la dorsal de Cumbre Nueva se han podido observar gracias a la reciente perforación de un túnel (en construcción avanzada al realizar este Proyecto) para el paso de canales de agua desde el este al oeste de la isla. El túnel ha encontrado un importante acuífero con gran caudal de agua, no previsto al proyectarse la obra. Este acuífero puede encontrarse semiconfinado entre los depósitos de avalancha y sedimentos asociados al deslizamiento de Cumbre Nueva y los del deslizamiento del Garafia, que actuarían como sustrato impermeable (ver Fig. 3.2). Esta disposición es muy parecida a la que ha propiciado el acuífero de El Golfo (El Hierro).

Edificio Bejenado: formado por lavas muy permeables, su importancia hidrogeológica es muy limitada en el área del estratovolcán, ya que la recarga es muy escasa y el agua infiltrada no permanece retenida por diques. La esterilidad de este acuífero queda puesta claramente de manifiesto por la galería La Yedra (18 en la Fig. 7.3), que atraviesa todo el Edificio Bejenado hasta alcanzar el zócalo submarino impermeable, sin aportar un caudal significativo.

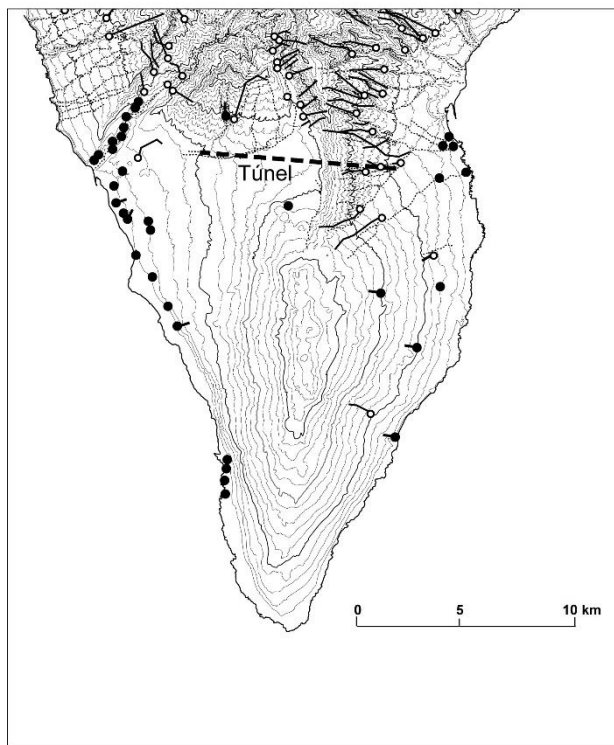


Fig. 7.3. Galerías y pozos del sector sur de la isla (LPS, modificado del Plan Hidrológico de La Palma).

Dorsal de Cumbre Vieja: Es probable que exista un acuífero en la dorsal de Cumbre Vieja, favorecido por los depósitos de avalancha y sedimentos asociados al deslizamiento de Cumbre Nueva que deben constituir un zócalo relativamente impermeable (aunque se desconoce su extensión en el subsuelo). Sin embargo, las aguas del subsuelo deben estar fuertemente contaminadas por las emanaciones de gases volcánicos asociados a las erupciones recientes ocurridas a lo largo de toda la dorsal.

7.2.2. Unidades hidrogeológicas: acuíferos

El Plan Hidrológico Insular (1999) establece la estructura hidrogeológica de la isla distinguiendo varias unidades fundamentales. En lo que atañe a LPS sólo interesan: 1) el acuífero de las vertientes; 2) El acuífero costero; y 3) el acuífero de la mitad sur (Fig. 7.4).

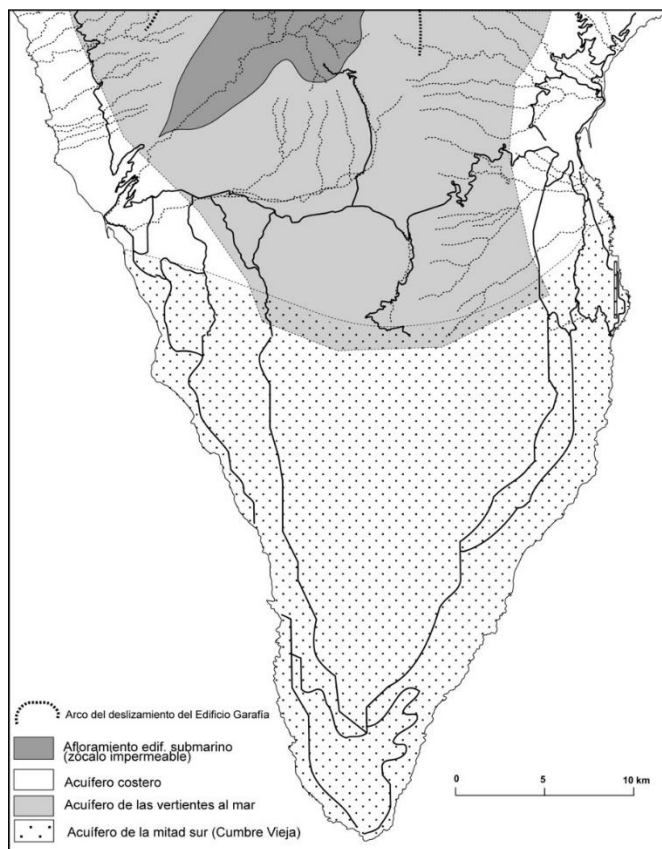


Fig. 7.4. Unidades fundamentales en la estructura hidrogeológica del sector sur de la isla (modificado del Plan Hidrológico de La Palma).

El acuífero de las vertientes tiene como base el edificio submarino, con forma de cúpula, que se considera como zócalo impermeable. Los materiales que lo forman pertenecen, en LPS, al edificio volcánico Taburiente. La presencia de diques provoca una compartimentación del espacio subterráneo, logrando una disminución apreciable de la permeabilidad horizontal a gran escala e induciendo la sobre elevación general de los niveles freáticos. Por otra parte, los depósitos de avalancha y sedimentos asociados a los sucesivos deslizamientos (Garafía y Cumbre Nueva) han favorecido la formación de niveles impermeables que actúan ralentizando o confinando el flujo vertical de las aguas generando el escenario más típico de configuración de acuíferos subterráneos en las Canarias occidentales.

El acuífero de las vertientes representa la principal fuente de recursos hidráulicos de la isla, proporcionando en la actualidad del orden de la mitad de las aguas que en ella se aprovechan. Sin embargo, es menos importante en LPS, aunque la explotación del acuífero recientemente descubierto de Cumbre Nueva puede variar sustancialmente el balance anterior.

El acuífero costero se define como aquél en el que el agua dulce está sobrenadando sobre el agua salada del mar, separado de la misma mediante la interfaz. Constituye así una franja en la zona costera de la isla en la que se produce la salida de agua dulce al mar, y está explotado por la práctica totalidad de los pozos de la isla. En LPS tiene poca incidencia y está fuertemente contaminado por las aguas de riego y urbanas, especialmente en la zona de Sta. Cruz de La Palma y Los Llanos de Aridane.

La circulación del agua subterránea queda reflejada en la Fig. 7.5, donde se observa que la división entre estos acuíferos es algo artificial, constituyendo en realidad una sola unidad acuífera en la que la circulación del agua está condicionada por las estructuras geológicas en cada sitio.

Respecto al acuífero de la mitad sur (Cumbre Vieja), carece de importancia a efectos de aporte de aguas utilizables, como ya se ha mencionado.

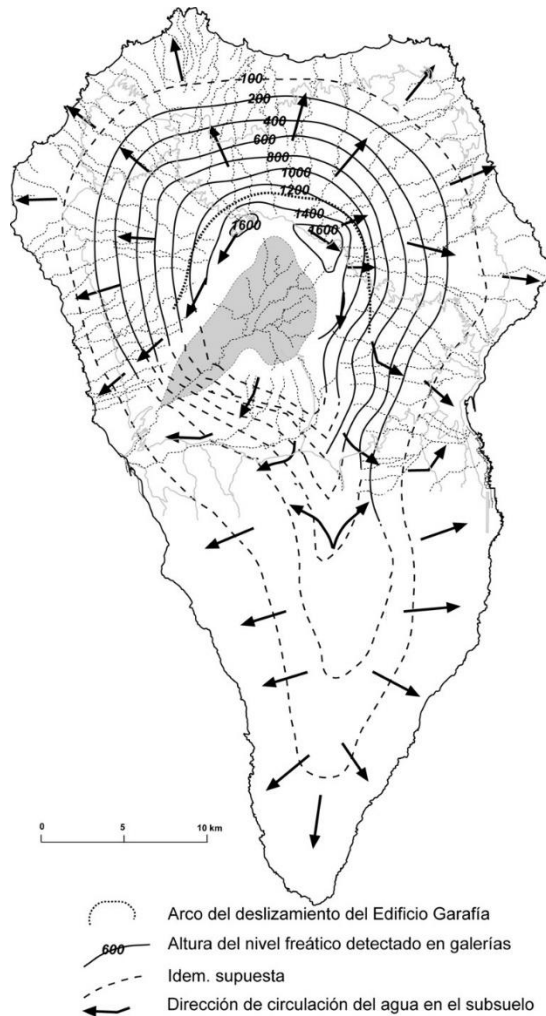


Fig. 7.5. Esquema de la circulación del agua subterránea en la isla (LPS), (modificado del Plan Hidrológico de La Palma).

7.2.3. Sistemas de captación de las aguas subterráneas

El aprovechamiento de las aguas subterráneas en la isla se ha llevado a cabo desde los primeros tiempos, en un principio directamente de los abundantes nacientes que existen en la misma y desde principios del siglo XX mediante la excavación de galerías y pozos.

La Palma cuenta con alrededor de 150 manantiales naturales de agua, muy irregularmente repartidos por su superficie y de caudales bastante variables y muy dependientes por lo general de las precipitaciones. La producción media anual ha disminuido de los 15.8 mh³/año (500 l/s) calculados en el SPA-15 en 1975, a los 10.1 mh³/año (318.5 l/s) estimados en el Plan Hidrológico Insular en 1999.

En las Hojas correspondientes al Sur de La Palma las galerías se concentran en las laderas del edificio volcánico Taburiente (acuífero de las vertientes) y en las paredes de la Caldera de Taburiente y el arco de Cumbre Nueva (ver Fig. 7.3). El edificio volcánico Bejenado sólo tiene una galería (La Yedra), que atraviesa todo el edificio volcánico hasta alcanzar el sustrato submarino sin aporte de agua. En la dorsal de Cumbre Vieja no hay galerías, excepto una de corto recorrido y seca (Galería Bergoyo, cerca de Tigalate).

Los pozos en LPS son perforaciones verticales, la mayoría de ellos con 2-3 m de diámetro y excavados a mano, que frecuentemente tienen galerías horizontales en su fondo. Explotan un caudal medio de 18.45 mh³/año (585 l/s), que suele verse incrementado en verano y durante los años secos. Todos los pozos de La Palma (en número total de 75) obtienen sus caudales del acuífero costero, estando distribuidos de manera irregular, fundamentalmente en el Valle de Aridane y en la comarca de Santa Cruz de La Palma (Fig. 7.3).

8. GEOTECNIA

8.1. ANÁLISIS DE PENDIENTES

Existe en esta parte de la isla una estrecha relación entre la geología y la geomorfología. Esta relación es muy clara en la génesis de las pendientes, consecuencia de la construcción de los diferentes edificios volcánicos, o de su destrucción catastrófica en deslizamientos gravitatorios masivos.

En relación a las pendientes aparecen varias zonas de topografía y génesis diferente, como indica la Fig. 8.1. En las Hojas 1085-I y 1085-II, la topografía está asociada fundamentalmente a la formación de la cuenca de deslizamiento de Cumbre Nueva y, como consecuencia, la formación del arco de Cumbre Nueva y el Bco. de Las Angustias. En esta cuenca, cuyo fondo forma un plano inclinado suavemente hacia el mar, se levanta el edificio volcánico Bejenado, con fuertes pendientes. La formación epiclástica de El Time, en el Bco. de Las Angustias, ha producido terrazas subhorizontales, escalonadas a ambos lados del barranco.

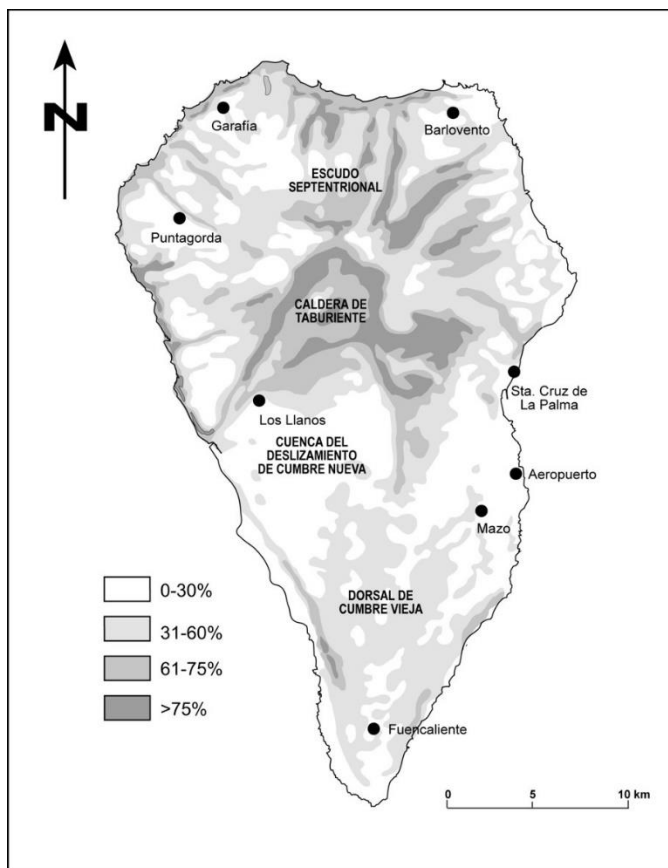


Fig. 8.1. Mapa de pendientes de la isla de La Palma.

En concreto en esta Hoja (1085-III/IV) el relieve corresponde a la dorsal de Cumbre Vieja, donde las pendientes están controladas totalmente por la formación de esta dorsal a dos aguas con eje N-S. Dentro de esta dorsal, la construcción volcánica ha sido más intensa en el flanco oriental, por consiguiente de pendientes más suaves. La menor actividad eruptiva en el flanco occidental ha propiciado la existencia de cantiles más desarrollados, sobre los que discurren las coladas en pendientes próximas al perfil de equilibrio. Por último, en el extremo norte de la dorsal, las lavas rellenan parcialmente la cuenca de deslizamiento de Cumbre Nueva, por lo que las pendientes son suaves.

8.2. RIESGOS GEOLÓGICOS

Como ya se ha indicado, esta zona sur de la isla, concretamente la Dorsal de Cumbre Vieja y, especialmente, su flanco occidental, es con gran diferencia la zona con mayor probabilidad estadística de localización de erupciones volcánicas en todo el Archipiélago.

Los principales factores de riesgo volcánico, bien sean los directos relacionados con las erupciones volcánicas y sus productos –piroclastos, coladas lávicas, etc, bien los indirectos, están indicados de forma esquemática en la Fig. 8.2

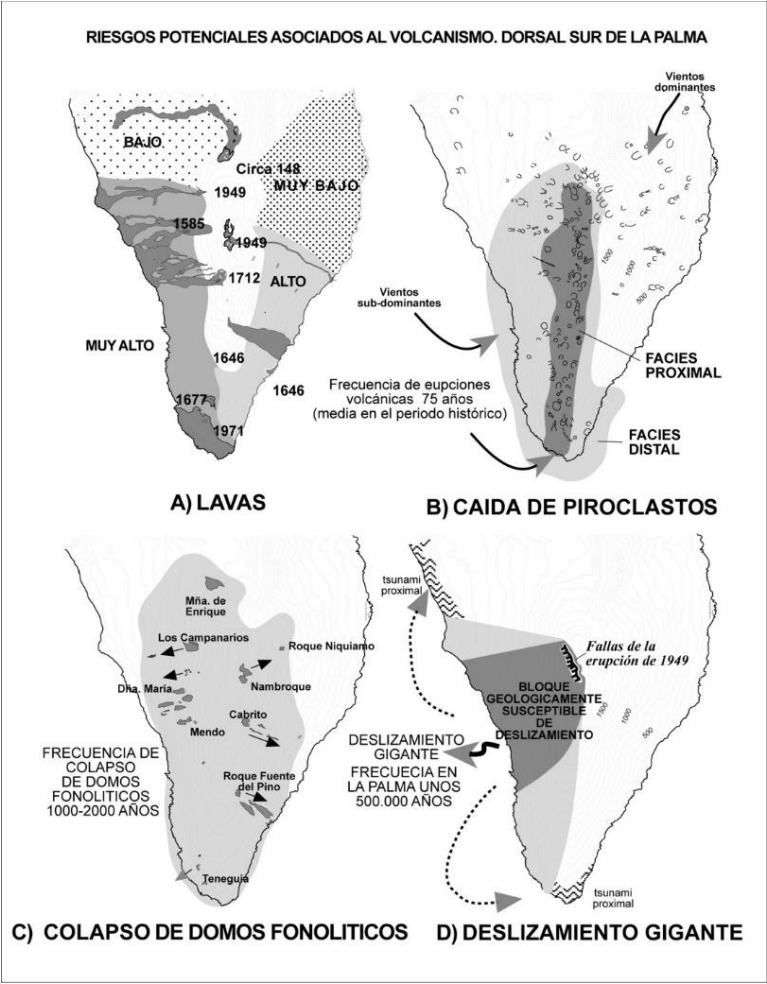


Fig. 8.2. Esquema indicativo de los riesgos asociados al volcanismo en el sector sur de la isla (LPS Cumbre Vieja).

La probabilidad de ocurrencia de erupciones volcánicas a escala humana es elevada en Cumbre Vieja, aunque no existe posibilidad de hacer predicciones estadísticas por el limitado número de erupciones de fecha conocida y la gran variabilidad de los periodos inter-eruptivos (ver Tabla 2.8). La peligrosidad para la población de las erupciones que pueden esperarse en este aparato volcánico es muy reducida, como demuestra el hecho de la ausencia de víctimas en todas las ocurridas en el periodo histórico. El riesgo, en cambio, aumenta con el incremento de la población en la zona y con la probabilidad, aunque menor, de fases más explosivas relacionadas con procesos freatomagmáticos y presencia de magmas juveniles diferenciados (fonolitas). Ambos fenómenos han ocurrido en erupciones históricas de la isla.

Mención aparte merece la posibilidad de un deslizamiento gigante del flanco occidental de Cumbre Vieja, similar al que afectó a Cumbre Nueva hace unos 560 ka. Este tipo de fenómenos, denominados de "probabilidad extremadamente baja y consecuencias extremadamente elevadas" no deben considerarse como un riesgo a escala humana. La historia geológica de los edificios volcánicos anteriores que han experimentado un deslizamiento similar en La Palma indica que éstos se han dado en fases mucho más avanzadas de crecimiento e inestabilidad que los que presenta el edificio volcánico de Cumbre Vieja. La probabilidad estadística de que este proceso ocurra en Cumbre Vieja se cifra en al menos decenas de miles de años, totalmente fuera de lo que se considera un riesgo geológico significativo. Por otra parte, el edificio volcánico puede evolucionar hacia configuraciones estables, o cesar su actividad, como ocurrió con otros rifts del EVN.

En todo caso, el único tratamiento razonable de los riesgos asociados al volcanismo en el sur de La Palma es preventivo, a través de una adecuada vigilancia de los procesos eruptivos y mediante la ordenación del territorio.

8.3. CARACTERÍSTICAS Y ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA

La zonificación geotécnica se realiza principalmente para dar información útil para la construcción, planteándose factores como las características mecánicas de los suelos, topografía, presencia de agua, etc. Es obvio que este tipo de cartografía es más propia de terrenos continentales, donde suelen existir formaciones de escasa capacidad de asentamiento, expansivas, etc., y donde es asimismo importante la cercanía de puntos de abastecimiento de agua.

En La Palma los factores a considerar son diferentes, basándose, a nuestro juicio, en cuatro aspectos principales: 1) pendiente del terreno, 2) altura sobre el nivel del mar, 3) espacios naturales protegidos, de gran valor geológico, geomorfológico o paisajístico, y 4) riesgos naturales potenciales.

El factor pendiente del terreno es una limitación obvia cuando supera determinados valores, fundamentalmente por la dificultad y coste del trazado de las vías de comunicación (aunque en esta isla se superan las pendientes que serían aceptables en la mayoría de las zonas habitadas). En términos generales, una pendiente superior a 20° (35%) parece un valor razonable para considerar un terreno geotécnicamente apto. Si se observa el mapa de pendientes se puede ver que quedan fuera claramente de este límite la Caldera de Taburiente, las cabeceras y cauces de los barrancos profundos y los acantilados costeros. La Meseta Central y los interfluvios amesetados son los que presentan las pendientes más favorables. De nuevo, es la estructura geológica la que condiciona las pendientes, que son mayores en los flancos del edificio terminal del Taburiente Superior, como se ha discutido anteriormente.

La altura sobre el nivel del mar es otro factor limitativo en la isla, al estar las zonas de cota alta cubiertas por densa vegetación y ser caro y problemático el trazado de comunicaciones y servicios. La cota 1.000, (altura a la que discurre la carretera del norte), es un límite razonable.

En relación con los riesgos naturales. Los tipos de riesgo a considerar son pues 1) volcánico, 2) las avalanchas y desplomes, 3) las avenidas de los barrancos, 4) el oleaje de tempestad, y 5) los incendios forestales.

El riesgo volcánico se asocia únicamente a la dorsal activa de Cumbre Vieja, con las características y zonificación indicadas en el apartado anterior.

Las avalanchas y desplomes se circunscriben fundamentalmente a los cortes naturales, bien en las paredes de La Caldera, bien en los cantiles costeros. Destaca en este aspecto el situado entre El Remo y Punta Banco, en el flanco occidental de Cumbre Vieja. La realización de taludes y/o cortes en esta zona puede provocar deslizamientos masivos de importancia, lo que ha dificultado la construcción de vías de comunicación, canalización de agua, etc., en esta zona de la isla.

Las avenidas de los barrancos afectan fundamentalmente a los cauces bajos, y se circunscribe en esta zona sur de la isla a la salida del Bco. de Las Angustias.

El oleaje de tempestad es especialmente fuerte en la costa occidental, lo que ha dificultado la construcción de refugios, como ejemplifica el caso del Puerto de Tazacorte.

En cuanto a los incendios forestales, si bien es dudoso el considerarlos naturales, son, tal vez, el mayor riesgo en la isla. Los espesos bosques de laurisilva y coníferas son, una vez iniciado el fuego, frecuentemente arrasados por la dificultad de atajarlos. Este factor se suma a los anteriores para delimitar las cumbres por encima de la cota 1.000 como geotécnicamente desfavorables.

Todos estos criterios se han aplicado en la elaboración del mapa de zonificación geo- técnica de la Fig. 8.3. En este mapa esquemático se han definido zonas de diferente favorabilidad geotécnica, en función de las pendientes, recursos ambientales y riesgos potenciales.

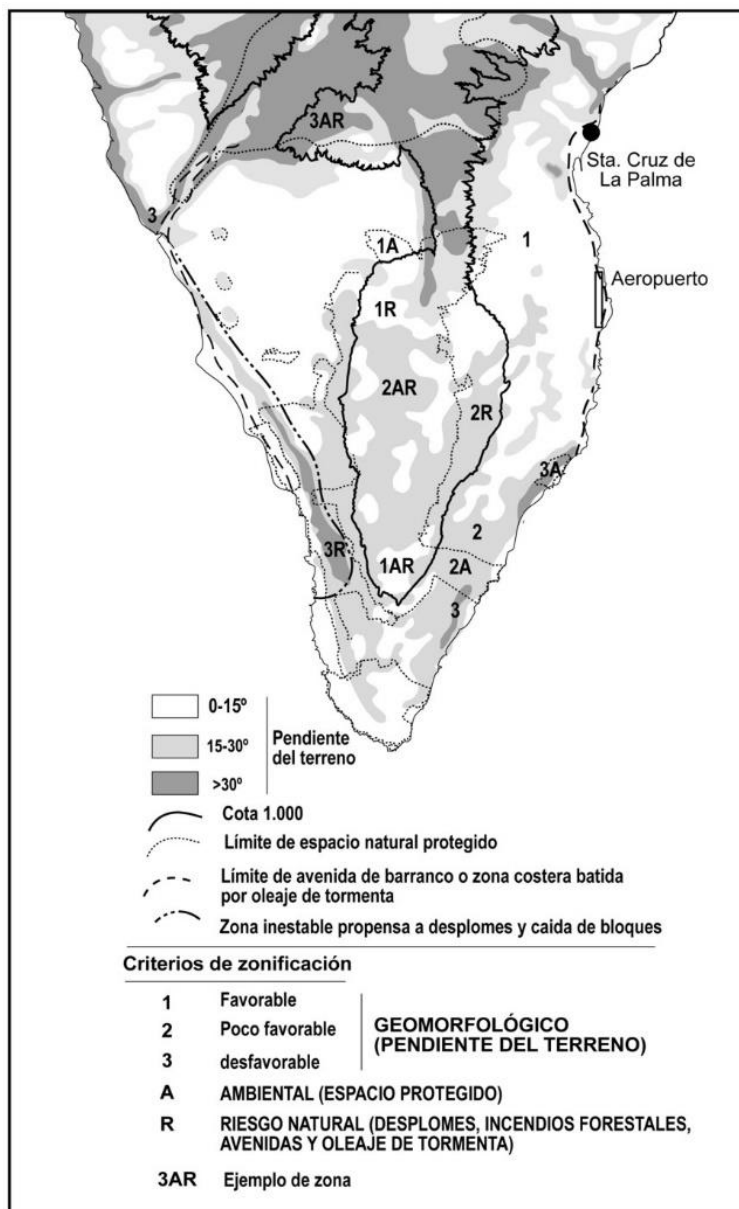


Fig. 8.3. Mapa de zonificación geotécnica del sector sur de la isla (LPS).

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

La extracción de materiales volcánicos para la construcción tiene en La Palma escasa relevancia. La principal materia prima que se extrae de las canteras en las Islas Canarias es el “picón” o lapilli basáltico, principalmente de conos volcánicos, para la elaboración de bloques en construcción. Esto ha originado un deterioro ambiental muy importante, ya que son escasos los conos volcánicos intactos. En la isla de La Palma este deterioro es menor ya que la mayoría de los bloques se traen de Tenerife. Los “tajos” visibles en algunos conos se han practicado para extraer lapilli en usos diversos privados, y como firme de las carreteras.

Las canteras activas existentes en la zona estudiada están indicadas en la Tabla 9. 1.

Tabla 9.1. Principales canteras de piedra y áridos en las hojas correspondientes al Sur de La Palma.

Cantera	Situación	Régimen actual	Tipo de árido
Montes de Luna	1085-III/IV (2242/31596)	En actividad	Piedra basáltica
Mña. Goteras	1085-III/IV (2304/31660)	En actividad	Depósitos freatomagmáticos
Mña. Los Corderos	1085-III/IV (2276/31674)	Inactiva	Piconera (lapilli basáltico)

10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Se han seleccionado las formas y estructuras geológicas más representativas de la hoja y que mejor puedan ilustrar los procesos geológicos que han intervenido en su formación. (Fig. 10.1).

Concretamente en esta Hoja de El Pueblo (1085 III-IV) se pueden observar un buen número de Puntos de Interés Geológico (nº:3, 5, 6, 7, 8, 9, 11 y 12 en Fig. 10.1), ya que por su situación en plena dorsal sur, presenta muy buenos ejemplos de aparatos volcánicos, entre los que cabe señalar: Mña. Goteras; Edificios de la erupción de 1949 (Llano del Banco, Duraznero, Hoyo Negro); Erupción de 1585 (Domo fonolítico de Jedey); Erupción de 1712 (Mña. Lajiones); Erupción de 1646 (Volcán Martín y El Búcaro); y Conjunto Volcánico de la Malforada y Nambroque.

A continuación se describen pormenorizadamente y de forma individual cada uno de los puntos inventariados en la hoja, que aparecen reflejados en la figura 10.1.

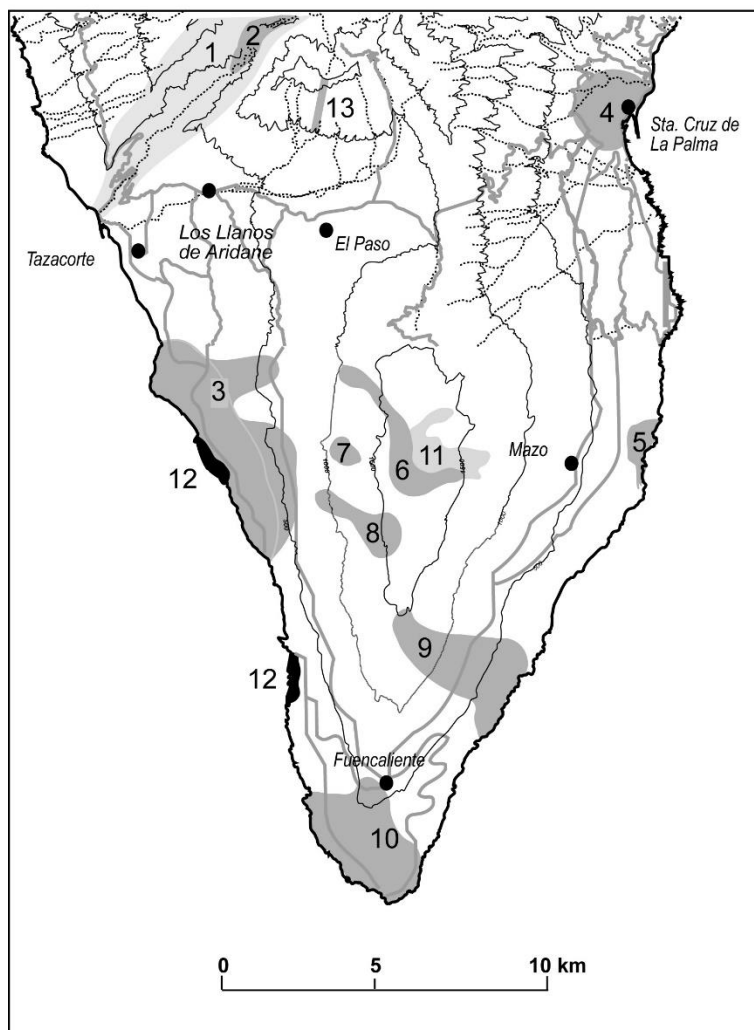


Fig. 10.1. Puntos de interés geológico (PIGs) del sector sur de la isla (LPS).

3. Cantil de Puerto Naos

En los alrededores de Puerto Naos existe un cantil costero de unos 200 m correspondiente a las erupciones de acantilado del "rift" de Cumbre Vieja que puede recorrerse siguiendo la carretera costera. Intercalado en el cantil se observa la presencia de un

anillo de tobas freatomagmático, claramente identificable por el color amarillento de los piroclastos (hialoclastitas).

Las coladas de edad inferior a unos 20 ka (posteriores al último máximo glaciar) forman cascadas en este cantil, conformando una extensa plataforma integrada por diversos “deltas lávicos” yuxtapuestos. Entre estas coladas que forman la plataforma están las de: 1585, 1712 y 1949.

Tiene interés geológico, geomorfológico, paisajístico y turístico, con valor local y regional.

5. Mña. Goteras

Es uno de los aparatos hidrovulcánicos mejor conservado del archipiélago. De fácil acceso, por la pista costera a La Salemera, pueden observarse con gran detalle y en perfecto estado de conservación una extensa gama de estructuras típicas de interacción agua/magma, en las fases eruptivas, con diversos grados de efectividad que dan lugar a una gran diversidad de facies (ver Fig. 2.11).

Interés geológico, petrológico y geomorfológico. Valor local y regional

6. Erupción de 1949

Comprende dos zonas bien definidas, la del centro de emisión inferior, en el Llano del Banco y la de los centros superiores, el Duraznero y Hoyo Negro, en la cumbre (ver Fig. 2.20).

Al primero se accede por una pista (El Paso-Fuencaliente). Tiene uno de los canales lávicos más espectaculares del archipiélago. A los centros superiores se llega por el sendero turístico “Ruta de Los Volcanes”. En el Hoyo Negro se observan interesantes formaciones y estructuras relacionadas con una explosión freatomagmática sin aporte de magma. En el Duraznero, en cambio, se pueden apreciar formas típicas de emisiones fisurales poco gasificadas, como fisuras eruptivas y lagos de lava.

Interés geológico, volcanológico, petrológico, geomorfológico, paisajístico y turístico general. Valor local y regional.

7. Erupción de 1585

Excelente representación de erupción basáltica asociada a un domo fonolítico (ver Fig. 2.15). Se llega por una pista asfaltada desde el pueblo de Jedey. Se puede subir a la cima del edificio volcánico por un sendero empinado.

En este edificio volcánico existe una amplia representación de estructuras intrusivas (domos fonolíticos) y emisiones basálticas (conos, coladas y canales lávicos) de la erupción de 1585, así como la emisión de fonolitas juveniles. De gran interés petrológico son las inclusiones y estructuras de refusión de las fonolitas en las lavas basálticas.

Interés geológico, volcanológico, petrológico, geomorfológico, paisajístico y turístico general.

8. Erupción de 1712

Esta erupción es típica entre las producidas en época reciente en Cumbre Vieja. Tiene en la parte alta un cono de piroclastos basálticos (Mña. Lajiones) con fases finales

freatomagmáticas (Fig. 2.18). Las lavas se emiten a través de una fisura oblicua a la dorsal, donde se abre un conjunto de bocas en forma de conelete situadas en cotas progresivamente más bajas. De estas bocas eruptivas parten lavas que corren ladera abajo, formando espectaculares cascadas en el cantil costero y amplias plataformas lávicas en el litoral (ver Fig. 2.19).

Interés geológico, volcanológico, petrológico, geomorfológico, paisajístico y turístico general.

9. Erupción de 1646

Es asimismo típica de las producidas en época reciente en Cumbre Vieja. Tiene dos centros eruptivos principales. El superior, situado en la falda meridional del centro prehistórico del Volcán Martín, presenta un interesante conjunto de hornitos y bocas eruptivas alineadas en una fisura N-S, de la que parten coladas basálticas muy fluidas formando en su inicio canales lávicos (ver Fig. 2.16). Las coladas se extienden ampliamente en la hoja de Los Canarios, llegando hasta el mar; y han sido confundidas con las del Volcán Martín (prehistórico), que discurren al norte.

Se accede a este centro superior de 1646 por una pista que llega hasta el Volcán Fuego. Las coladas están cortadas por la carretera general.

Interés geológico, volcanológico, petrológico, geomorfológico, paisajístico y turístico general.

11. Malforada-Nambroque.

Complejo e interesante conjunto de centros eruptivos relativamente recientes (1045 años) de lavas diferenciadas (fonolitas haüynicas). El conjunto se asienta sobre un extenso domo-colada más antiguo. Abundan las espinas de fonolita (ver Fig. 2.12).

Este aparato volcánico puede estar asociado al único caso conocido de erupción con víctimas humanas, en este caso aborígenes. Materiales lávicos de la misma composición y edad englobando restos humanos han sido encontrados en un enterramiento y están siendo estudiados.

Se accede a este conjunto por la senda conocida como “ruta de los volcanes”.

Interés geológico, volcanológico, petrológico, geomorfológico, arqueológico, paisajístico y turístico general.

12. Beachrocks

La costa oeste de Cumbre Vieja ofrece la posibilidad de observar los procesos de cementación de playa con la formación de depósitos que se conocen como “beachrocks”. Se localizan en el sector oeste de la hoja entre La Punta del Pozo y la de Charco Verde. Sus características se han descrito en el apartado 2.3.1.3 y en la Fig. 2.21.

11. BIBLIOGRAFÍA

- ABDEL-MONEM A., WATKINS N.D. Y GAST P.W. (1972). "Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma and Hierro", *American Journal of Science*, Vol. 272: 805-825.
- AFONSO A. APARICIO, A., HERNÁNDEZ PACHECO, A. Y BADIOLA, E. (1974). "Morphological evolution of Teneguía Volcano area". *Estudios Geológicos*, Vol. Teneguía: 19-26.
- ANCOCHEA E., HERNÁN F., CENDRERO A., CANTAGREL J.M., FÚSTER J.M., IBARROLA E. Y COELLO J. (1994), "Constructive and destructive episodes in the building of a young Oceanic Island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 60, Nº. 3-4, Pp.243-262,
- BENITEZ PADILLA S. (1951). "La erupción de Las Manchas en la isla de La Palma y el volcanismo canario (24 Junio-31 Julio 1949)". *El Museo canario. Las Palmas de Gran Canaria*: 51-72.
- BONELLI RUBIO J.M. (1950). "Contribución al estudio de la erupción del Volcán Nambroque o San Juan (isla de La Palma), 24 de Junio a 4 de Agosto de 1949". *Inst. Geograf. Y Catastral, Madrid*.
- BRÄNDLE J.L., FERNÁNDEZ SANTÍN Y LÓPEZ RUIZ, J.L. (1974). "Mineralogy of the materials from Teneguía Volcano, La Palma, Canary Islands". *Estudios Geológicos*, Vol. Teneguía: 41-47.
- BRÄNDLE J.L., ANCOCHEA E. Y MUÑOZ M. (1984). "Clasificación de las Rocas Volcánicas Españolas: El Diagrama Total Alcalis Sílice: (T.A.S.). de la I.U.G.S.". *I Congreso Español de Geología. Tomo II, pags. 63-81*.
- BRAVO T. (1960). "Estudio hidrogeológico de la Caldera de Taburiente, La Palma". *H.A.A.T (documento interno)*.
- CALVET F., AGUILAR A., CARRACEDO J.C., MANGAS J., PÉREZ TORRADO F.J. Y TRAVÉ A., "Beachrocks" de la Isla de La Palma, Islas Canarias". *En prensa*.
- CARRACEDO J.C. (1994). "The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic island volcanoes". *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 60, 3/4: 225-242.
- CARRACEDO J.C. (1996). "A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands". *In: Volcano Instability on the Earth and other Planets, McGuire, Jones and Neuberg, eds. Geological Society Sp. Pub. 110: 125-135*.
- CARRACEDO J.C., DAY, S., GUILLOU, H. AND RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1996). "The 1677 eruption of La Palma, Canary Islands". *Estudios Geol.*, 52: 103-114.
- CARRACEDO J.C., DAY, S., GUILLOU, H. (1997). "La Palma geological excursion guidebook. International Workshop on Volcanism & Volcanic Hazards in Immature Intraplate Oceanic Islands". *La Palma, 15-18 September, 1997, 84 pp*.
- CARRACEDO J.C., DAY, S., GUILLOU, H. AND RODRÍGUEZ BADIOLA, E., CANAS, J.A. AND PÉREZ TORRADO, F.J. (1998). "Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands". *Geol. Mag.*, 135(5): 591-604.

- CARRACEDO J.C., DAY, S., GUILLOU, H. AND P. GRAVESTOC (1999A). "Later stages of volcanic evolution of La Palma, Canary Islands: Rift evolution, giant landslides and the genesis of the Caldera de Taburiente". *G. S.A. Bulletin*, v. 111: 755-768.
- CARRACEDO J.C., DAY, S., GUILLOU, H., PÉREZ TORRADO F.J. (1999B), "Giant quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 94, N°. 1-4, Pp.169-190.
- CARRACEDO J.C. (1999). "Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes". *J. Volcanol. Geoth. Res.* 94: 1-19.
- CASSIGNOL C., CORNETTE, Y., DAVID, B. AND GILLOT, P.Y. (1978). "Technologie potassium-argon. C.E.N.", *Saclay. Rapp. CEA R-4802*: 37 pp.
- CONSEJO INSULAR DE AGUAS DE LA PALMA (1999): "Plan Hidrológico Insular". *III tomos: Memoria, Normas y Programa de Inversiones*.
- DAY S., CARRACEDO, J.C., GUILLOU, H. AND GRAVESTOCK, P. (1999). "Recent structural evolution of the Cumbre Vieja Volcano, La Palma, Canary Islands: Volcanic rift zone reconfiguration as a precursor to volcanic flank instability?" *J. Volcanol. & Geotherm. Res., Special Issue*, 94, 1-4: 135-167.
- DAY S.J., CARRACEDO J.C., GUILLOU H., PAIS PAIS F.J., RODRÍGUEZ BADIOLA E., FONSECA J.F.B.D. AND HELENO S.I.N. (2000). "Comparison and cross-checking of historical, archaeological and geological evidence for the location and type of historical and sub-historical eruptions of multiple-vent oceanic island volcanoes. In: "The Archaeology of Geological Catastrophes", *Geol. Soc. London Sp. Pub.* 171: 281-306.
- DE LA NUEZ J. Y QUESADA M.L. (1999). "El edificio hidromagmático de Montaña Goteras en La Palma (Islas Canarias)". *Bol. Geol. Minero España*, vol. 110-1: 19-24.
- DE VICENTE MINGARRO, I. (1986). "Estudio Geoquímico de las Erupciones Históricas del Archipiélago Canario". *Tesis de Licenciatura Univ. Complutense de Madrid*.
- ELSWORTH, CARRACEDO AND DAY, "Editors", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1994, 1-4, 340 pags.
- FERNÁNDEZ SANTIN S., HERNÁN REGUERA F., NAVARRO FALCONES L.F. Y PLIEGO DONES D. (1974), "Petrographic study of basaltic materials emitted by Teneguía volcano (La Palma, Canary Islands, October 27 th., - November 19 th., 1971)", *Estudios Geológicos*, Vol. Teneguía, Pp.27-23.
- GUILLOU H., CARRACEDO, J.C., PÉREZ TORRADO, F. Y RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1996). "K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands". *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73: 141-155.
- GUILLOU H., CARRACEDO, J.C. Y DAY S.J. (1998), "Dating of the Upper Pleistocene-Holocene volcanic activity of La Palma using the unspiked K - Ar technique", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 86, N°. 1-4: 137-149.
- GUILLOU H., CARRACEDO, J.C., AND DUNCAN, R. (2001). "K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages and Magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama Lava Sequences from La Palma Island". *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 106, 3-4: 175-194.

- HAUSEN H. (1969). "Contributions to the geology of La Palma (Canary Islands) with a geologic map in 1:100.000, "Commentationes Physico-Mathematicae. Societas Scientiarum Fennica", vol. 32. Helsinki-Helsingfors.
- HERNÁNDEZ-PACHECO A. Y VALLS (1982), "The Historic Eruptions of La Palma Island (Canaries), Archipelago". *Revista da Universidade dos Acores, N III, 83-94, 1982.*
- HERNÁNDEZ-PACHECO A. Y DE LA NUEZ J. (1983). "Las extrusiones salicas del sur de la Isla de la Palma". *Estudios Geol., 39, 3-30.*
- HERNÁNDEZ-PACHECO A. (1991), "La erupción del Tahuya, en 1585 y el origen de los Roques de Jedey, La Palma, Canarias", *En: Homenaje al Profesor Telesforo Bravo (Tomo I), Pp.425-446. Universidad de La Laguna (Secretariado de Publicaciones).*
- IBARROLA E. (1974). "Temporal modification of the basaltic materials from 1971 eruption of the Teneguia volcano (La Palma, Canary Islands)". *Estudios Geol., vol. Teneguia, 49-58.*
- KLÜGEL A., HOERNLE K. A., SCHMINCKE H. U., WHITE J. D. L. (1999). "The chemically zoned 1949 eruption on La Palma (Canary Islands): Petrologic evolution and magma supply dynamics of a rift-zone eruption". *Jour. Geophys. Res., 94, 1-4: 267-282*
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. Y ZANETTIN B. (1986). "A Chemical Clasification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram". *J. Petrology, 27, 745-750.*
- LE MAITRE R.W. (1984). "A proposal by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical clasification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram". *Australian Journal of Earth Sciences, 31, 243-255.*
- MACHADO F. (1963). "Erupções da ilha de La Palma (Canarias)". *Bol. Museo Mineral. Geol. Lisboa: 1-17.*
- MARTEL SAN GIL, M. (1960). "El volcán de San Juan, La Palma (Canarias)". *Madrid, 1960, 234 pp.*
- MENDES F. ET VIALETTE Y. (1974). "Teneurs en K, Rb, Sr et composition isotopique du strontium d'échantillons provenant de l'éruption d'Octobre-Novembre 1971 aux Canaries". *Estudios Geol., vol. Teneguia, 59-64.*
- MUÑOZ M., SAGREDO J. AND ALFONSO A. (1974). "Mafic and ultramafic inclusions in the eruption of Teneguia volcano (La Palma, Canary islands)". *Estudios Geol., vol. Teneguia, 65-74.*
- NAVARRO J.M. Y COELLO, J. (1994). "Mapa geológico del Parque Nacional de La Caldera de Taburiente", *realizado por GEOPRIN, S.A. para ICONA.*
- ROMERO ORTIZ J., RECONDO D., CASTILLO W., VIDARTE M., FERNÁNDEZ E. (1950). "La erupción del Nambroque en la isla de La Palma", *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, Vol. 63, Pp.3-163.*
- ROQUE F. (1997). "Los recursos de agua subterránea en Canarias en su contexto general". En Cabrera et al (ed): "Las aguas subterráneas en la planificación hidrológica en las Islas Canarias". *Asociación Internacional de hidrogeólogos, Grupo Español: 17-31.*

- SAN MIGUEL DE LA CAMARA M., FUSTER CASASA J.M., MARTEL M. (1952). "Las erupciones y materiales arrojados por ellas en la isla de La Palma. Junio-Julio de 1949", *Bulletin Volcanologique*, Tomo 12-13, Pp.145-163.
- SANTIAGO M. (1960). "Los volcanes de La Palma (Islas Canarias)". *El Museo Canario*, No. 75-76, Pp.281-346.
- SPA-15 (1975). "Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/515)". Volumen III, 2ª parte. Minist. Obras Públ, Dir. Gral. Obr. Hidr. UNESCO.. *Las Palmas de Gran Canaria, Madrid*. 3 vol.+ mapas.
- STAUDIGEL H. (1981). "Der basale Komplex von La Palma. Submarine vulkanische Prozesse, Petrologic, Geochemie und sekundäre Prozesse im herausgehobenen, submarinen Teileiner ozeanischen Insel". *Ph. D. Thesis, Ruhr Univ., Bochum*, 357 pp.
- STAUDIGEL H. Y SCHMINCKE, H.U. (1984). "The Pliocene Seamount Series of La Palma/ Canary Islands". *J. Geoph. Res.* 89: 11195-11215.
- STAUDIGEL H., FERAUD G. AND GIANNERINI G. (1986). "The history of intrusive activity on the Island of La Palma (Canary Islands)". *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 27: 299-322
- TORRIANI L. (1959). "Descripcion e historia del reino de las Islas Canarias. Wölfel, 1940. Spanish translation by A. Cioranescu", *Edit. Goya, 1978 (with the map of the 1585 eruption made by Torriani)*.
- VEGAS SALAMANCA J., HERNÁNDEZ-PACHECO A., Y MARFIL PÉREZ R. (1999). "Los depósitos volcano-clásticos de la isla de La Palma (Canarias). Su relación con la evolución de las calderas de Taburiente y Cumbre Nueva". *Bol. Geol. y Minero de España*, 110-2: 135-158.
- VON BUCH L. (1825). "Physikalische beschreibung der Canarischen Inseln". *Berlin*, 201 pp.
- WHITE J.D.L., SCHMINCKE H.U. (1999). "Phreatomagmatic eruptive and depositional processes during the 1949 eruption on La Palma (Canary Islands)", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 94, Nº. 1-4, Pp.283-304.
- YLLESCAS D. (1977). "La extrusión del Nambroque (isla de La Palma)". *Tesis de licenciatura, Uni. Complutense, Madrid*.



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico
y Minero de España

ISBN 84-7840-976-1



9 788478 409761